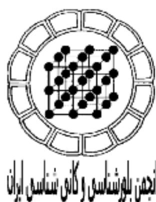
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۲۰۹ تا ۲۲۸



آمیزه افیولیتی دومک، غرب زاهدان (کوهزاد شرق ایران): نگاهی ویژه بر مشخصه‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای

الهام بهرام نژاد[۱]، ساسان باقری*[۲]، مرتضی شریفی[۱]، قدرت ترابی[۱]، موسی نقره ئیان[۱]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۴/۱۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۸/۲)

چکیده: آمیزه افیولیتی دومک در منطقه بلوچستان تقریباً همه اجزاء یک افیولیت کامل را در بر دارد و در بخش میانی کرانه غربی رشته کوه‌های شرق ایران واقع شده است. بررسی‌های صحرایی نشانگر حضور حجم عظیمی از گدازه‌های بالشی در بخش‌های مختلف آمیزه افیولیتی دومک است. رخنمون دایک‌های ورقه‌ای مربوط به آمیزه دومک محدود به منطقه شورو است. این دایک‌ها در زیر گدازه-های بالشی و رسوب‌های لجه‌ای کرتاسه ظاهر شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی اغلب گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای مورد بررسی بازالت است. تغییرات SiO_2 نسبت به FeOt/MgO در گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای مورد بررسی بیانگر روند تولئیتی برای ماگمای سازنده آنهاست. الگوی عناصر خاکی نادر و نسبت $(La/Sm)_N$ برای این سنگ‌ها شبیه بازالت‌های پشته های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (E-MORB) است. بررسی گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای آمیزه افیولیتی دومک نشان می‌دهد که بدنه افیولیتی بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (MORB) در دومک به تدریج و در ادامه دگرگونی‌های خود در شرایط یک پهنه ابرفرورانشی و آغاز فرورانش درون اقیانوسی واقع است. شواهد ساختاری منطقه نشان می‌دهد که پس از اضافه گردیدن افیولیت دومک به قطعه لوت با تداوم حرکت زمین‌ساختی مربوط به خمش اروکلاینی، آمیزه جدیدی با حضور قطعه‌های کربناتی ائوسن شکل گرفته است.

واژه‌های کلیدی: *دومک؛ نئوتتیس؛ افیولیت؛ شرق ایران.*

مقدمه

افیولیت‌ها به طور عمده در طول کمربندهای به شدت زمین ساخته بیرون‌زدگی دارند و اغلب در امتداد چین‌خوردگی‌هایی که نشانگر محل اتصال و برخورد قدیمی بین سنگ کره اقیانوسی و قاره‌ای هستند، یافت می‌شوند [۱]. ماهیت و ترکیب ماگماهای تولید کننده افیولیت‌ها به محیط‌های زمین دینامیکی شکل دهنده آن‌ها بستگی دارد. سازوکارهای جایگیری افیولیت‌ها نیز متفاوت است. بنابراین، تنوع افیولیت‌ها نتیجه دو عامل مهم است [۲]: ۱- فرآیندهای زمین شیمیایی، ماگمایی و زمین‌ساختی تشکیل افیولیت‌ها و ۲- درجه بهم ریختگی و محفوظ‌شدگی افیولیت‌ها که اغلب در نتیجه سازوکارهای مختلف جایگیری تعیین می‌شود.

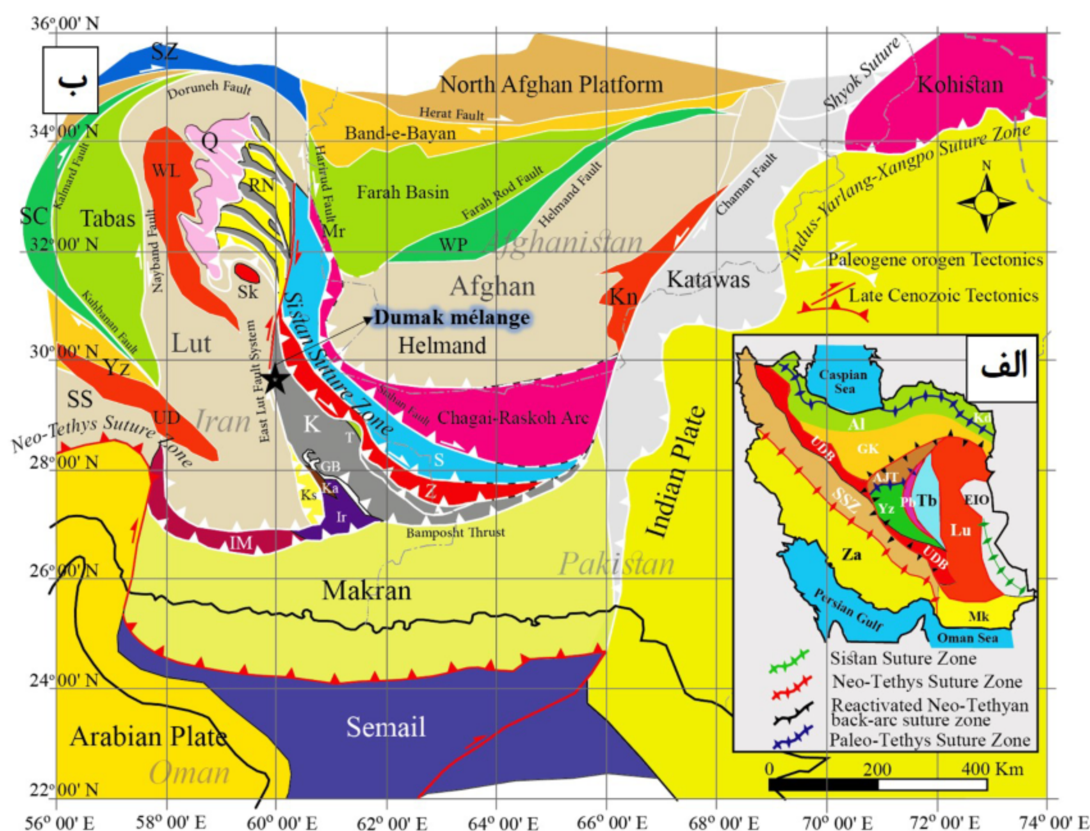
افیولیت‌های ایران بخشی از کمربندهای افیولیتی تتیس در خاورمیانه هستند و به سه گروه اصلی وابسته به پالئوتتیس (چون افیولیت انارک [۳])، نئوتتیس (مثل افیولیت‌های کرمانشاه [۴] و نی ریز [۵]) و رویدادهای بسته شدن حوضه پشت کمان اقیانوسی نئوتتیس (برای مثال، افیولیت سبزوار [۶] تقسیم می‌شوند. افیولیت‌های مزوزوئیک از فراوان‌ترین افیولیت‌های ایران هستند که به پهنه‌های جوش خورده کرتاسه و سنوزوئیک مربوط هستند.

رشته کوه‌های شرق ایران از نظر زمین‌شناسی بر پهنه جوش خورده سیستان منطبق هستند. پهنه جوش خورده

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۱۳۸۶۱۴، پست الکترونیکی: Sasan_bagheri@yahoo.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

سیستان بین قطعه لوت در غرب و قطعه افغان در شرق قرار دارد (شکل ۱). منشورهای برافزایشی چین خورده پالئوژن و مجموعه‌های افیولیتی مزوزوئیک مختلف در این ناحیه با هم آمیخته شده‌اند. رسوب‌های فلیش روی افیولیت‌های کرتاسه و سنگ‌های دگرگونی فشار بالای وابسته به آن‌ها نهشته و یا رانده شده‌اند و شبیه توالی‌های موجود در گوه‌های افزاینده هستند [۸،۷]. پهنه جوش خورده سیستان مجموعه‌ای شگرف از دگرگونی‌های زمین‌ساختی و ماگمایی را در خود جای داده که در سال‌های اخیر بیشتر مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته است. براساس جدیدترین پژوهش‌ها در شرق ایران، گسترش کوهزاد شرق ایران که پیشتر با نام پهنه جوش خورده سیستان شناخته شده شامل توده عظیمی از رسوب‌های فلیش گونه ائوسن خمیده شده با سطح محوری N - S و برخی از بقایای افیولیتی کرتاسه بوده است. خمش صفحه‌ای شکل که با این رویداد کوهزایی در مراحل آخر تشکیل شده است به عنوان یک اروکلاین ثانویه به نام "اروکلاین شرق ایران" در نظر گرفته می‌شود [۹]. این ساختار ابرتاقدیسی است که خمش ۱۸۰ درجه‌ای را نشان می‌دهد. تحدب ساختار به سمت شمال طوری است که رخساره توربیدایتی سنوزوئیک به نام فلیش شرق به عنوان قوس داخلی بلوچ و بخش خمیده شمال لوت به عنوان قوس خارجی خراسان معرفی گردیده است. این مدل هر دو مرز بین پهنه جوش خورده سیستان با قطعه‌های نام برده را کرانه فعال در نظر می‌گیرد و اعتقادی به رخدادهای کافتی و زمین درز ندارد.



شکل ۱ الف) نمایش واحدهای زمین‌ساختی و پهنه‌های جوش خورده اصلی ایران (AJT: گستره انارک –جندق، EIO: ارگان ایرانی شرقی، GK: قطعه کویر بزرگ، Kd: کپه داغ، Lu: قطعه لوت، Mk: پهنه مکران، Pb: قطعه پشت بادام، SSZ: پهنه درزه سیستان، Tb قطعه طبس، UDB: کمربند ماگمایی ارومیه دختر و Yz: قطعه یزد)، ب) موقعیت آمیزه افیولیتی دومک در بخش مرکزی کرانه غربی پهنه جوش خورده سیستان برگرفته از مرجع [۹]، (GB): کربنات گوهر کوه-برک، IM: پهنه مکران درونی، Ir: آمیزه ایرانشهر، K: مجموعه خاش، Ka: آتش فشانی های کاروندر، Kn : قوس آتشفشانی کاروندر، Ks: حوضه کسکین، Mr: مجموعه ماهی رود، Q: کمربند دگربوم قائن، Rc: مجموعه راترک، Nc: مجموعه نه، S: حوضه سفیدآبه، Sc: مجموعه ساقند، Sk: ژرف توده شاه کوه، SS: پهنه سنندج-سیرجان، Sz: پهنه سبزوار، T: جوش سنگ تیلک، UD: کمربند ماگمایی ارومیه دختر، Wl: کمربند آتشفشانی –نفوذی لوت غربی، wp: کمربند افیولیت-فلیش واراس – پنجا، Yz: قطعه یزد و z: کمربند گرانیتی زاهدان).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

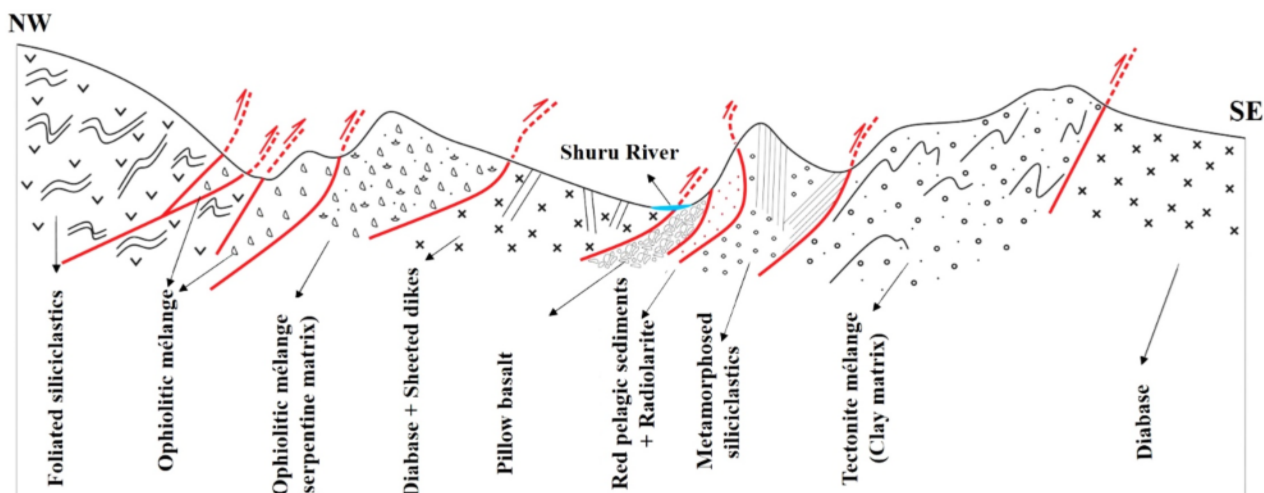
سیر تکاملی اغلب افیولیت‌های مربوط به نئوتتیس در شرق ایران کمتر شناخته شده است. در این پژوهش، با معرفی یکی از افیولیت‌های به نسبت کامل در پهنه سیستان افزون بر اجزاء سازنده و ارتباط میان آنها، ماهیت و خاستگاه گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای موجود در آن که نشانگر ماهیت ماگمای سازنده این افیولیت است، بررسی شده است.

بررسی زمین شناسی

آمیزه افیولیتی دومک در واقع بخشی از کمربند عظیم افیولیتی رخنمون یافته در ارتباط با سامانه گسله شرق ایران [۱۰] و پهنه جوش خورده سیستان بوده که از بیرجند تا ایرانشهر به طول ۶۰۰ کیلومتر گسترش یافته است. پهنه جوش خورده سیستان به شکل دو مجموعه افیولیتی "رتوک" و" نه" در نظر گرفته شده است که با حوضه رسوبی سفیدآبه از هم جدا شده‌اند [۷]. مجموعه‌های نه و رتوک به عنوان بخش‌هایی از منشورهای افزایشی کرتاسه تا پالئوژن میانی در نظر گرفته شده‌اند. سازنده اصلی این مجموعه‌ها آمیزه‌ای از اجزاء افیولیتی، فیلیت و شیست اپیدوت‌دار خرد شده و توده‌های نفوذی همزمان با زمین‌ساخت است که گستره سنی سنونین تا ائوسن را در سری رسوبی این مجموعه می‌توان تشخیص داد [۷].

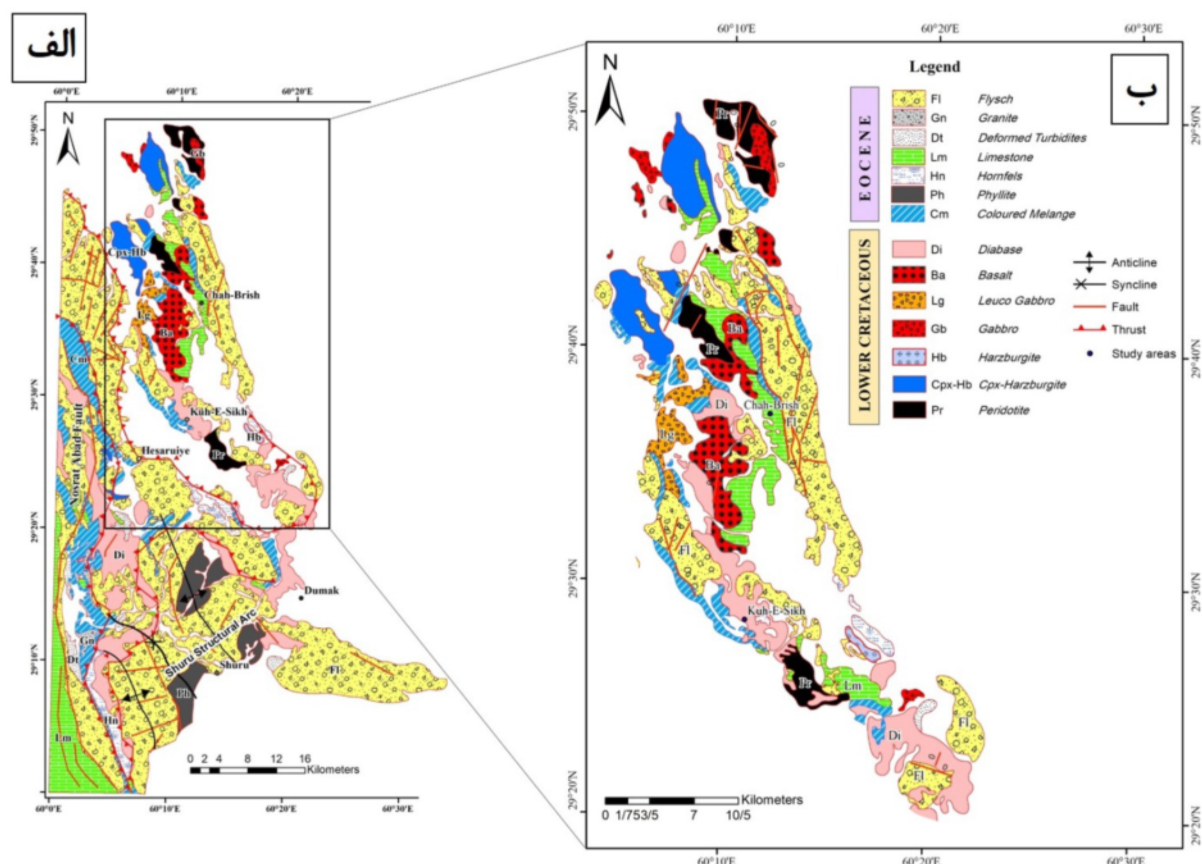
حوضه سفیدآبه به عنوان رخساره پیش‌کمانی با مشخصه رسوبی شامل سنگ‌های تخریبی و آهکی دریایی کم‌عمق است. این مجموعه بطور ناپیوسته روی مجموعه رتوک گسترده شده و به سمت غرب زمین‌ساخته و گسلیده گردیده است. در شرق حوضه سفیدآبه، فعالیت آتشفشانی آهکی قلیایی گسترش دارد. حوضه سفیدآبه به سمت جنوب تا خاک پاکستان ادامه می‌یابد. رادیولاریت‌های مجموعه رتوک سن‌هایی معادل با آغاز آپتین و آلبین میانی نشان می‌دهند [۱۱]. همچنین رسوبگذاری رسوب‌های آب‌های عمیق در این ناحیه تا زمان ائوسن پیشین ادامه یافته است [۱۲].

از مهم‌ترین افیولیت‌های واقع در کرانه غربی پهنه جوش خورده سیستان می‌توان به نصرت آباد، کورین و دومک اشاره نمود که در طول پهنه گسله شرق ایران گسترش دارند. مرز زمین‌ساختی دقیق بین آمیزه افیولیتی دومک با افیولیت نصرت آباد در شمال و افیولیت کورین در جنوب دیده نمی‌شود و اغلب به طور قراردادی از هم تفکیک شده‌اند. اجزاء افیولیتی در دومک پریدوتیت‌های گوشته، انباشت سنگ، سنگ‌های گابرویی، پلاژیوگرانیت، دیاباز، دایک‌های ورقه‌ای، گدازه‌های بالشی و پوشش رسوبی شامل رسوب‌های لجه‌ای و رسوب‌های دریایی کم‌عمق هستند. قطعه‌های مختلف سنگ‌های دگرگونی نیز در بین این اجزاء دیده می‌شوند، با این حال، ارتباط اولیه بین این واحدها تنها در چند نقطه حفظ شده است (شکل ۲). بیشتر واحدهای سنگی تشکیل دهنده آمیزه افیولیتی دومک در مناطق دومک، چاه بریش و حصاروئیه واقع هستند. در منطقه حصاروئیه، حجم عظیمی از دیاباز با ضخامتی حدود ۱/۵ تا ۲ کیلومتر به همراه مقدار کمی پریدوتیت روی آهک‌های کم عمق دریایی و رسوب‌های فلیش ائوسن رانده شده‌اند. بخش بالایی آمیزه افیولیتی دومک در میان نهشته‌های فلیشی و رسوب‌های با خاستگاه‌های مختلف در منطقه شورو رخنمون دارد (شکل ۳). بررسی ریزجانورکان رادیولاریتی موجود در منطقه شورو نخستین داده‌های زیست چینه‌شناسی را با سن کرتاسه آلبین میانی برای افیولیت دومک ارائه کرده است [۱۳].



شکل ۲ برش عرضی رسم شده از واحدهای سنگی موجود در آمیزه افیولیتی دومک.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]



شکل ۲ الف) نقشه زمین‌شناسی آمیزه افیولیتی دومک شامل مناطق دومک، حصاروئیه و شورو؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه چاه بریش و پراکندگی اجزای آمیزه افیولیتی دومک (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دومک [۱۴] با تغییرات).

روش بررسی

برای بررسی واحدهای سنگی موجود در آمیزه افیولیتی دومک، نخست موقعیت و ارتباط ساختاری این واحدها با سنگ‌های کناری بر تصاویر ماهواره‌ای و سپس در صحرا مشخص گردید. پس از چند مرحله بازدید صحرایی، از واحدهای مختلف افیولیت در مناطق مورد بررسی نمونه‌برداری شد که از آن‌ها برای بررسی‌های سنگ‌شناسی دقیق‌تر مقطع نازک تهیه گردید. این مقاطع با میکروسکوپ بررسی شدند. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب واحدهای گدازه بالشی و دایک‌های ورقه‌ای موجود در آمیزه افیولیتی دومک ۱۲ نمونه به روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی x (XRF) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در بخش علوم زمین دانشگاه گرانادا و انجمن آندالوزیا در کشور اسپانیا تجزیه شیمیایی شدند. گفتنی است که دقت نتایج تجزیه سنگ‌های مورد بررسی در آمیزه دومک به روش ICP-MS مقایسه آنها با داده‌های استانداردهای بین المللی BCR-2 و BHVO-2 ارزیابی شد.

بحث و بررسی

آمیزه افیولیتی دومک شامل عناصر ضروری یک افیولیت نوعی چون انواع مختلف واحدهای پوسته‌ای تا سنگ‌های آذرین گوشته بالایی است که به طور کلی در یک زمینه سرپانتینیتی تا یک زمینه غنی از رس پراکنده شده‌اند.

توصیف صحرایی گدازه‌های بالشی موجود در آمیزه افیولیتی دومک

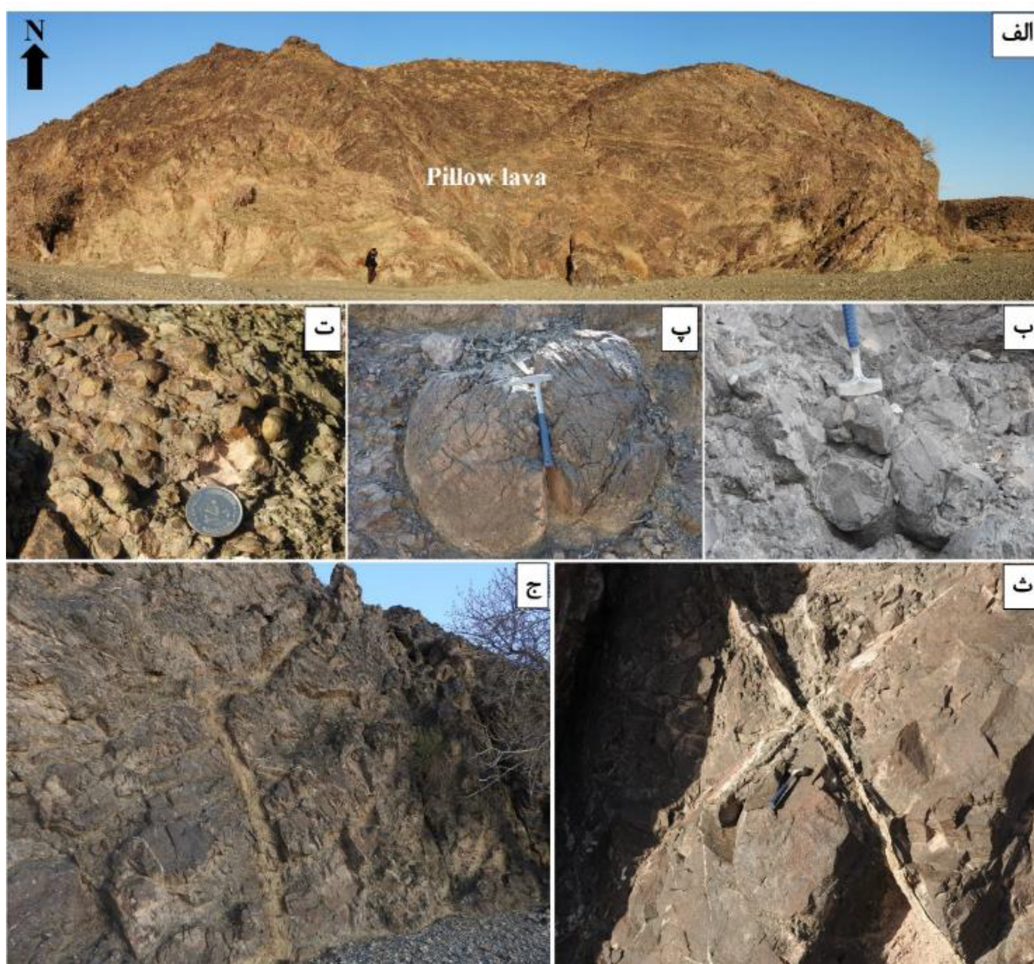
گدازه‌های موجود در آمیزه افیولیتی دومک در دو منطقه چاه بریش و دومک بیشترین رخنمون و گستردگی را نشان می‌دهند. در منطقه شورو، همراه با رسوب‌های لجای گدازه‌های با گسترش کم دیده می‌شوند. حجم بیشتر گدازه‌های موجود در آمیزه افیولیتی دومک با گدازه‌های آفریک و وزیکوله آغاز می‌شود و شامل افق‌هایی از گدازه‌های جریانی است (شکل‌های ۴ الف و ب). حفره‌ها و رگه‌های موجود در این گدازه‌ها اغلب با

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

کانی‌های ثانویه چون کلسیت، اپیدوت، پرهنیت و کوارتز پر شده‌اند. براساس بررسی‌های صحرایی، ترکیب گدازه‌های بالشی موجود در آمیزه افیولیتی دومک بازالت است. بررسی گدازه‌های بالشی از نظر اندازه، بالش‌ها را در دو گروه عادی (کوچکتر از یک متر) و غول پیکر (بزرگتر از یک متر) جای می‌دهد [۱۵]. اندازه بالش‌های گدازه‌ای افیولیتی از چند سانتی‌متر تا نزدیک به یک و نیم متر متغیر است و در بین آنها، لایه‌های ضخیمی از چرت، رادیولاریت و کربنات دیده می‌شود. از این رو، براساس اندازه بالش‌ها، گدازه‌های بالشی آمیزه دومک در گروه عادی جای می‌گیرند (شکل ۴ ب). اغلب در چیدمان گدازه‌های بالشی در آمیزه دومک نظم چندانی مشاهده نمی‌گردد. دلیل این بهم ریختگی ظاهری را می‌توان به عملکرد فرآیندهای زمین ساختی طی و پس از جایگیری اجزای سازنده افیولیت نسبت داد. گدازه‌های بالشی اسپیلیتی دارای حفره‌ها ریز و درشت هستند که با کلسیت پر شده‌اند و سنگ دارای بافت ریزسنگی، بین‌دانه‌ای و اینترسرتال است که در همه نقاط منطقه رخنمون دارند اما گسترش و فراگیری آنها کم است (شکل ۴ پ). در منطقه چاه بریش، در بخش‌های زیرین واحدهای گدازه بالشی، رسوب‌های آتشفشانی و گرهک‌های بازالتی ریز بلور با گسترش کم رخنمون دارند (شکل ۴ ت).

در منطقه چاه بریش در برخی از رخنمون‌های گدازه‌های بالشی، دایک‌هایی این واحدها را قطع نموده‌اند. به دلیل شدت بالای دگرسانی در این دایک‌ها بررسی دقیق ترکیب سنگ‌شناسی ممکن نیست (شکل‌های ۴ ث و ج). این دایک‌ها ممکن است مربوط به مراحل جوانتر دگرگونی‌های ماگمایی افیولیت دومک باشند.



شکل ۴ الف) رخنمون گدازه‌های بالشی موجود در آمیزه افیولیتی دومک (منطقه چاه بریش)؛ ب) نمایی از بالش‌ها و قرارگیری آنها در مناطق چاه بریش و دومک؛ پ) گدازه‌های بالشی اسپیلیتی در منطقه دومک؛ ت) گرهک‌های بازالتی در بخش‌های رسوبی در برگیرنده گدازه‌های بالشی در منطقه چاه بریش؛ ث و ج) رخنمون دایک‌های موجود در منطقه مورد بررسی که گدازه‌های بالشی را قطع کرده‌اند.

توصیف صحرایی دایک‌های ورقه‌ای آمیزه افیولیتی دومک

در منطقه شورو، مجموعه‌ای از دایک‌های ورقه‌ای با روند شمال شرقی به همراه توالی از گدازه و رادیولاریت رخنمون دارند. در سطح، این دایک‌ها دارای رنگ‌های سبز تیره تا روشن و اغلب طیف دانه‌بندی متوسط تا ریز بلور هستند (شکل ۵). براساس بررسی‌های اولیه به نظر می‌رسد که دایک‌های ورقه‌ای به همراه دیگر گدازه‌های وابسته ترکیب سنگ‌شناسی و زمین شیمیایی مشابه دارند. در بخش زمین شیمی و سنگ‌زایی، ویژگی‌های این واحدهای سنگی به تفصیل بیان شده است.

مرزهای اولیه بین واحدهای موجود در منطقه شورو به خوبی قابل تشخیص نیستند و ممکن است طی فرآیندهای زمین ساختی یا دگرسانی‌های بعدی از بین رفته باشند.

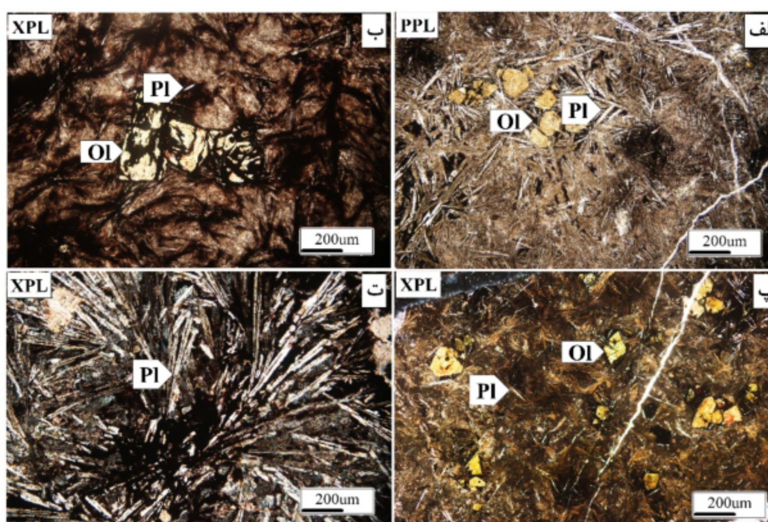
سنگ‌شناسی

سنگ‌شناسی گدازه‌های بالشی

براساس بررسی‌های انجام شده، گدازه‌های بالشی موجود در آمیزه افیولیتی بازالت‌های با بافت‌های مشخصی چون بین دانه-ای، ریزپورفیری، گویچه‌ای تا شیشه‌ای گویچه‌ای همراه با یک زمینه شیشه‌ای ریزسنگی هستند که در بخش‌های مختلف رخنمون یافته‌اند (شکل‌های ۶ الف - پ). این بازالت‌ها اغلب حفره‌دار هستند و اولیوین‌های موجود در آنها به کانی بولنگیت تبدیل شده‌اند. رگه‌ها و حفره‌های موجود در گدازه-های بالشی بررسی شده اغلب با کانی‌هایی چون کوارتز و کلسیت پر شده‌اند.



شکل ۵ الف) رخنمون دایک‌های ورقه‌ای موجود در آمیزه افیولیتی دومک و منطقه شورو؛ ب) سطح دایک‌های ورقه‌ای با دانه بندی متوسط تا ریز در منطقه شورو.



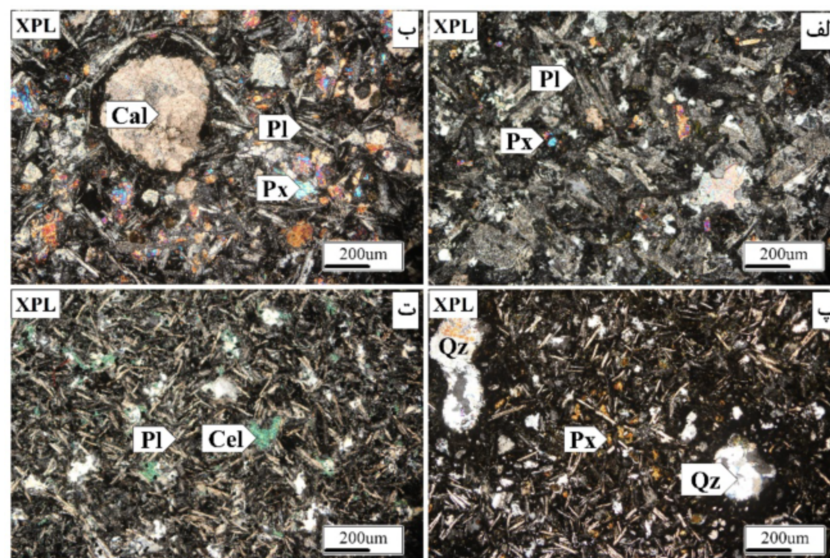
شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی گدازه‌های بالشی موجود در آمیزه افیولیتی دومک: الف) گدازه‌های بالشی پلاژیوکلازدار همراه با بلورهای نیمه شکل-دار و مدور اولیوین، ب) بلورهای نیمه شکل‌دار اولیوین به همراه بلورهای پلاژیوکلاز موجود در گدازه‌های بالشی، پ) بلورهای شکل‌دار اولیوین در زمینه‌ای از پلاژیوکلازر در گدازه‌های بالشی و ت) بلورهای اسفرولیتی تا واریولیتی پلاژیوکلاز موجود در گدازه‌های بالشی. تصویر الف در نور قطبیده عادی و سایر تصاویر در نور قطبیده متقاطع تهیه شده‌اند (Ol: اولیوین، Pl: پلاژیوکلاز، Bow: بولینژیت).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای منفرد یا انبوهه‌ای از چند بلور هستند و بافت‌های گویچه‌ای تا واریولیتی را ساخته‌اند (شکل ۶). در برخی از نمونه‌های گدازه‌های بالشی، مقدار پلاژیوکلاز کمتر است به طوری که به نظر می‌رسد که سنگ میزبان با سرعت بیشتری سرد شده است. کانی اولیوین به صورت نیمه شکل‌دار تا بی شکل دیده می‌شود. در برخی نمونه‌های دارای پلاژیوکلازهای خودشکل، اولیوین به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا مدور و با مرزهای مشخص قابل مشاهده است (شکل‌های ۶ الف – پ). در اغلب نمونه‌های بررسی شده، ریزسنگ‌های ریز پلاژیوکلاز بسیار دیده شوند که می‌تواند نشانگر تبلور سریع آنها در کف اقیانوس [۱۶] و یا به دلیل بالا بودن نسبت سرعت هسته‌بندی به نرخ رشد آنها باشد [۱۷]. حضور شکل‌های مختلف از بلورهای اولیوین و پلاژیوکلاز در گدازه‌های بالشی به نرخ بالای انجماد پیش از فوران ماگما مربوط است [۱۸-۲۰]. وجود شکل‌های مختلف پلاژیوکلاز در نمونه‌های بررسی شده از بلورهای منفرد به سمت بلورهای گویچه‌ای نشانگر پیشرفت نرخ انجماد است [۲۱]. رخداد همزمان دو کانی اولیوین و پلاژیوکلاز در گدازه‌های بالشی مورد بررسی در شرایط تعادلی به تبلور ماگما بر مرز کوتکتیک دو گستره حضور پلاژیوکلاز و اولیوین مربوط است [۲۲].

سنگ‌شناسی دایک‌های ورقه‌ای

دایک‌های ورقه‌ای موجود در آمیزه افیولیتی دومک دارای کانی-هایی چون کلینوپیروکسن (۳۵ - ۲۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۶۰ - ۵۰ درصد حجمی) و ۵ تا ۱۰ درصد از کانی-های کدر هستند. این سنگ‌ها بافت‌های بین‌دانه‌ای و ریزدانه‌ای دارند. همچنین در برخی از نمونه‌ها، کانی‌های ثانویه چون کلریت و پرهنیت دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز (۱ تا ۲ میلیمتر) به سریسیت تبدیل شده‌اند و منطقه بندی ترکیبی در برخی از آنها مشاهده می‌گردد. بلورهای کلینوپیروکسن (با میانگین اندازه ۱ تا ۲ میلیمتر) در برخی نمونه‌ها به آمفیبول تبدیل شده‌اند. دایک‌های ورقه‌ای و گدازه‌های کنار آنها دارای ترکیب بازالت و آندزیت بازالتی هستند. نمونه‌های بازالتی حفره‌هایی نشان می‌دهند که با کانی‌های کربناتی چون کلسیت و همچنین کوارتز پر شده‌اند. این سنگ‌ها دارای بافت‌هایی چون اینترسرتال، پورفیری و بین‌دانه‌ای هستند. آندزیت‌های بازالتی موجود در آمیزه افیولیتی دومک در بررسی‌های میکروسکوپی دارای درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز (۷۰ - ۶۰ درصد حجمی) و سلادونیت (۲۰ - ۱۰ درصد حجمی) هستند. این کانی‌ها در زمینه به نسبت ریز از پلاژیوکلاز قرار دارند. در این سنگ‌ها، کانی‌های اولیه در اثر دگرسانی به کانی‌هایی چون سریسیت، کلریت، کوارتز و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند (شکل ۷).



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی دایک‌های ورقه‌ای و سایر گدازه‌های همراه با آنها در آمیزه افیولیتی دومک: الف) بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در یک دایک ورقه‌ای بازالتی، ب) حفره‌های پر شده با کلسیت در گدازه‌های بازالتی، پ) پلاژیوکلاز و پیروکسن به همراه حفره‌های پر شده با کوارتز در یک گدازه بازالتی در یک زمینه ریز بلور از پلاژیوکلاز و ت) بلورهای پلاژیوکلاز و سلادونیت در گدازه‌های آندزیت بازالتی در آمیزه افیولیتی دومک. تصاویر در نور قطبیده متقاطع تهیه شده‌اند (Cal: کلسیت، Qtz: کوارتز، Cel: سلادونیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

جدول ۱ نتایج تجزیه‌های ژیوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی در آمیزه افیولیتی دومک به روش‌های XRF و ICP-MS برحسب درصد وزنی.

	Cb96-19-1	Cb96-19-2	Cb96-19-3	Cb96-22	Cb96-23	DU96-A22	Shu95-8	Shu96-1	Shu96-2	Shu96-3	Shu96-4	Shu96-D
SiO_2	۴۴٫۵۴	۴۶٫۱۱	۴۸٫۱۵	۴۹٫۹۶	۵۱٫۳۴	۴۶٫۰۹	۵۸٫۴۸	۴۹٫۱۴	۶۳٫۴۲	۵۲٫۷۵	۴۹٫۴۴	۵۵٫۶۵
Al_2O_3	۱۲٫۱۹	۱۲٫۷۰	۱۶٫۹۰	۱۶٫۷۴	۱۵٫۲۳	۱۴٫۳۸	۱۵٫۶۸	۱۷٫۱۸	۱۴٫۶۹	۱۴٫۷۶	۱۵٫۶۳	۱۶٫۳۲
Fe_2O_3	۹٫۹۵	۱۰٫۲۸	۱۰٫۲۴	۸٫۷۰	۷٫۸۲	۸٫۴۳	۹٫۲۸	۸٫۳۴	۶٫۵۴	۱۳٫۵۵	۷٫۶۴	۹٫۳۴
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۲۹	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۲۶	۰٫۱۴	۰٫۳۸
MgO	۲٫۸۶	۳٫۴۱	۳٫۰۹	۲٫۸۷	۴٫۵۰	۳٫۷۴	۱٫۵۲	۲٫۸۳	۱٫۸۵	۲٫۲۲	۵٫۶۳	۲٫۶۴
CaO	۱۲٫۸۵	۱۰٫۸۸	۶٫۲۳	۹٫۱۰	۸٫۰۴	۱۱٫۷۰	۴٫۱۹	۱۵٫۷۰	۵٫۶۷	۷٫۱۱	۱۱٫۴۱	۴٫۱۰
Na_2O	۵٫۶۱	۵٫۶۴	۵٫۷۲	۵٫۵۵	۵٫۸۳	۵٫۰۰	۶٫۸۵	۰٫۹۰	۳٫۹۸	۴٫۳۶	۲٫۸۳	۵٫۳۹
K_2O	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۱٫۰۲	۰٫۳۲	۰٫۰۸	۰٫۲۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۲۰	۰٫۰۹	۱٫۷۰	۱٫۴۲
TiO_2	۱٫۰۶	۱٫۰۹	۱٫۳۷	۱٫۷۶	۱٫۴۶	۱٫۳۳	۱٫۴۱	۰٫۶۹	۰٫۶۹	۱٫۵۴	۰٫۶۰	۱٫۵۳
P_2O_5	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۳۴	۰٫۳۵	۰٫۳۰	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۰۸	۰٫۲۹
مواد فرار(LOI)	۱۰٫۲۱	۹٫۰۸	۶٫۲۱	۴٫۰۴	۴٫۶۱	۸٫۰۲	۱٫۷۷	۴٫۶۲	۲٫۴۷	۲٫۶۸	۴٫۴۹	۲٫۶۳
مجموع	۹۹٫۵۶	۹۹٫۵۳	۹۹٫۴۲	۹۹٫۵۳	۹۹٫۵۰	۹۹٫۳۵	۹۹٫۶۳	۹۹٫۷۷	۹۹٫۸۵	۹۹٫۵۰	۹۹٫۵۹	۹۹٫۶۹

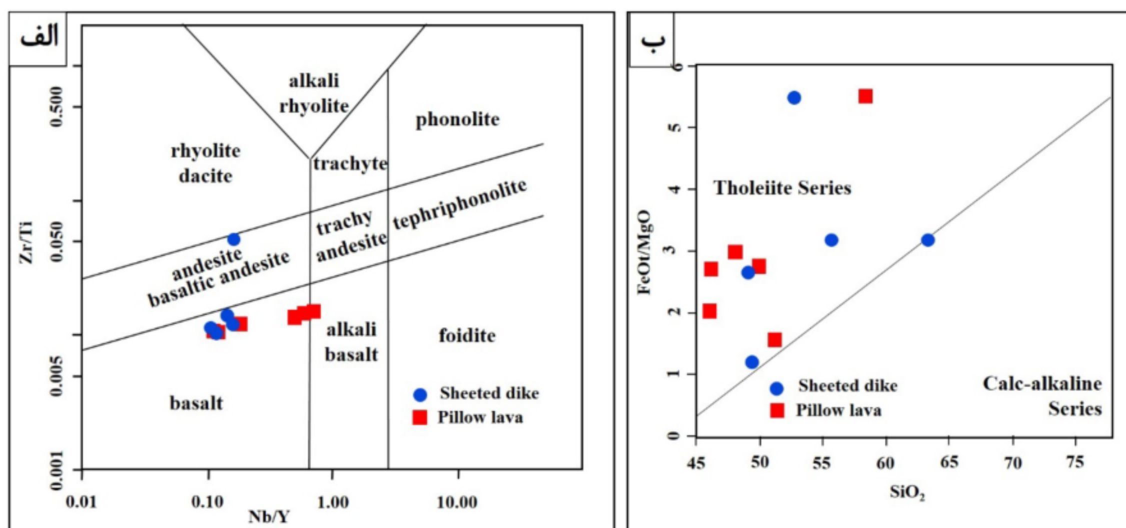
ادامه جدول ۱

	Cb96-19-1	Cb96-19-2	Cb96-19-3	Cb96-22	Cb96-23	DU96-A22	Shu95-8	Shu96-1	Shu96-2	Shu96-3	Shu96-4	Shu96-D
Li	۲۲٫۸۴	۲۸٫۴۷	۶۰٫۹۶	۱۹٫۷۳	۲۳٫۳۴	۲۷٫۱۱	۱۲٫۱۹	۲۸٫۶۵	۲۷٫۲۷	۲۰٫۹۴	۱۳٫۳۰	۲۵٫۸۸
Rb	۱٫۰۰	۱٫۲۳	۳۰٫۳۰	۴٫۲۲	۰٫۷۹	۴٫۷۰	۰٫۵۵	۰٫۳۷	۴٫۲۶	۰٫۹۵	۴۷٫۲۲	۲۹٫۰۷
Cs	۱٫۷۹	۱٫۹۳	۵٫۸۱	۰٫۱۸	۰٫۴۲	۰٫۹۳	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۲۶	۰٫۱۲	۳٫۴۷	۱٫۴۰
Be	۰٫۵۳	۰٫۵۰	۰٫۷۰	۱٫۲۶	۱٫۱۹	۱٫۰۱	۰٫۸۴	۰٫۷۴	۱٫۶۶	۰٫۹۳	۰٫۴۱	۱٫۱۷
Sr	۱۵۳٫۱۲	۱۴۸٫۲۹	۲۲۷٫۱۹	۲۳۲٫۰۵	۴۵۸٫۸۲	۲۲۱٫۷۶	۱۶۲٫۸۵	۵۲٫۷۹	۷۰۲٫۱۴	۱۲۸٫۳۸	۲۶۶٫۰۷	۴۷۰٫۰۳
Ba	۱۲۰٫۵۱	۵۲٫۱۳	۱۳۴٫۲۵	۷۷٫۶۳	۴۱٫۰۵	۸۰٫۸۵	۳۲٫۲۱	۵۰٫۵۵	۹۷٫۵۳	۳۰٫۵۴	۱۴۳٫۹۱	۱۲۸٫۳۲
Sc	۳۲٫۷۲	۳۲٫۰۹	۳۵٫۵۱	۳۴٫۶۷	۳۳٫۶۱	۳۵٫۰۲	۲۸٫۵۸	۳۴٫۶۹	۱۴٫۷۷	۳۲٫۶۷	۳۶٫۱۸	۲۸٫۹۴
V	۱۶۷٫۵۳	۱۷۵٫۴۱	۱۸۶٫۹۶	۱۸۹٫۲۲	۱۷۰٫۷۰	۲۱۵٫۵۳	۲۶۰٫۹۷	۲۸۲٫۶۵	۳۱٫۰۹	۴۰۰٫۳۴	۲۱۱٫۴۸	۲۱۳٫۷۸
Cr	۲۶۶٫۰۴	۲۷۳٫۱۲	۳۱۹٫۸۴	۱۰۲٫۲۱	۱۷۹٫۱۴	۳۵۳٫۴۴	۲۰٫۷۷	۶۷٫۳۱	۲۱٫۹۱	۷٫۱۱	۱۲۵٫۸۹	۱٫۰۱
Co	۳۷٫۶۳	۴۱٫۳۸	۴۲٫۹۲	۳۰٫۳۶	۳۰٫۱۷	۳۹٫۲۳	۱۷٫۵۴	۲۲٫۱۷	۷٫۱۰	۲۷٫۹۱	۳۴٫۵۲	۱۵٫۷۹
Ni	۱۷۲٫۴۴	۱۶۸٫۵۴	۱۱۶٫۵۶	۵۲٫۱۱	۵۱٫۸۲	۲۱۰٫۲۵	۱۶٫۹۱	۳۸٫۱۵	۱۷٫۸۸	۲۳٫۰۵	۶۶٫۲۸	۱۱٫۷۷
Cu	۳۳٫۸۲	۴۳٫۲۹	۴۰٫۲۸	۷۰٫۵۹	۱۴۶٫۲۸	۸۰٫۲۶	۴۳٫۴۱	۳۰٫۷۱	۱۴٫۹۷	۳۹٫۲۸	۸٫۸۷	۲۲٫۰۸
Zn	۶۷٫۵۲	۷۹٫۶۴	۱۲۹٫۵۸	۷۵٫۰۸	۷۲٫۲۴	۶۸٫۱۷	۶۱٫۲۳	۴۴٫۲۵	۷۶٫۷۷	۸۶٫۹۷	۴۳٫۵۱	۱۰۱٫۵۵
Ga	۱۱٫۸۲	۱۲٫۸۱	۱۵٫۴۱	۱۵۵٫۴۲	۱۲٫۳۶	۱۴٫۸۹	۱۶٫۶۰	۲۰٫۰۳	۱۸٫۵۲	۱۷٫۶۲	۱۴٫۴۵	۱۸٫۰۲
Y	۲۷٫۹۵	۲۶٫۸۰	۳۳٫۴۵	۲۵٫۳۲	۲۴٫۹۲	۲۷٫۴۳	۲۸٫۶۸	۱۷٫۵۳	۴۱٫۵۳	۲۸٫۵۵	۱۵٫۹۰	۴۶٫۳۵
Nb	۳٫۱۸	۳٫۲۳	۳٫۹۲	۱۸٫۰۷	۱۵٫۴۹	۱۳٫۹۲	۵٫۳۱	۲٫۸۳	۶٫۷۸	۳٫۵۳	۱٫۷۶	۵٫۱۶
Ta	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۳۲	۱٫۲۵	۱٫۰۵	۰٫۹۱	۰٫۳۶	۰٫۱۴	۰٫۴۷	۰٫۲۳	۰٫۰۷	۰٫۳۵
Zr	۶۸٫۲۸	۶۸٫۳۳	۸۹٫۵۰	۱۵۶٫۰۳	۱۲۸٫۹۳	۱۰۸٫۵۲	۹۹٫۷۳	۴۹٫۲۴	۲۱۱٫۰۷	۹۵٫۱۰	۳۹٫۴۱	۱۲۷٫۷۹
Hf	۱٫۶۳	۱٫۶۹	۲٫۱۸	۳٫۴۳	۲٫۸۰	۲٫۴۸	۲٫۵۱	۱٫۱۲	۵٫۱۲	۲٫۲۷	۰٫۹۸	۳٫۱۶
Mo	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۵۸	۰٫۹۱	۱٫۴۲	۱٫۰۰	۰٫۷۲	۰٫۵۷	۰٫۷۱	۰٫۸۶	۰٫۲۷	۰٫۷۳
Sn	۰٫۶۱	۰٫۶۵	۰٫۹۵	۱٫۴۶	۱٫۲۲	۱٫۰۲	۱٫۱۲	۰٫۶۱	۲٫۳۴	۱٫۰۸	۰٫۴۰	۱٫۲۶
Tl	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۲۱	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۲۷	۰٫۲۷
Pb	۰٫۲۶	۰٫۳۵	۰٫۷۲	۱٫۰۴	۴٫۹۱	۱٫۵۱	۶٫۰۷	۳٫۰۳	۷٫۲۷	۲٫۹۵	۱٫۴۲	۳٫۳۳
U	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۲۳	۰٫۴۲	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۵۷	۰٫۳۳	۰٫۸۹	۰٫۲۴	۰٫۳۸	۰٫۵۷
Th	۰٫۲۵	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۱٫۶۱	۱٫۴۵	۱٫۵۲	۳٫۶۹	۱٫۰۸	۵٫۰۵	۱٫۶۸	۰٫۸۸	۳٫۷۰
La	۳٫۷۸	۳٫۷۲	۵٫۲۵	۱۶٫۳۳	۱۳٫۷۹	۱۰٫۰۹	۱۳٫۴۳	۵٫۲۳	۱۲٫۴۳	۷٫۶۷	۳٫۷۶	۱۲٫۳۹
Ce	۸٫۹۸	۹٫۲۴	۱۳٫۵۸	۳۵٫۰۰	۲۹٫۵۱	۲۰٫۹۳	۲۷٫۸۲	۱۰٫۶۷	۳۳٫۰۴	۱۶٫۶۸	۸٫۲۶	۲۷٫۶۹
Pr	۱٫۴۸	۱٫۵۱	۲٫۰۶	۴٫۶۸	۳٫۹۹	۲٫۷۹	۳٫۵۶	۱٫۴۱	۴٫۳۰	۲٫۳۵	۱٫۰۹	۳٫۷۲
Nd	۷٫۷۴	۷٫۷۷	۱۰٫۶۴	۲۰٫۴۱	۱۷٫۳۴	۱۲٫۵۶	۱۵٫۲۴	۶٫۵۵	۱۸٫۷۷	۱۰٫۹۲	۵٫۳۳	۱۶٫۶۳
Sm	۲٫۵۱	۲٫۵۵	۳٫۴۵	۴٫۷۹	۴٫۰۸	۳٫۳۴	۳٫۸۷	۱٫۸۳	۵٫۰۹	۳٫۱۴	۱٫۵۴	۴٫۴۱
Eu	۱٫۰۷	۱٫۰۷	۱٫۴۵	۱٫۷۶	۱٫۵۶	۱٫۳۸	۱٫۳۹	۰٫۸۸	۱٫۵۶	۱٫۳۸	۰٫۷۱	۱٫۵۶
Gd	۲٫۵۰	۲٫۴۷	۳٫۳۸	۳٫۶۶	۳٫۲۶	۳٫۰۶	۳٫۳۲	۲٫۱۹	۴٫۴۶	۲٫۸۴	۱٫۴۴	۳٫۹۰
Tb	۰٫۵۲	۰٫۵۱	۰٫۶۷	۰٫۷۰	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۶۱	۰٫۳۶	۰٫۸۷	۰٫۵۶	۰٫۲۸	۰٫۷۳
Dy	۳٫۶۹	۳٫۶۱	۴٫۵۲	۳٫۸۸	۳٫۵۲	۳٫۷۶	۳٫۹۹	۲٫۲۴	۵٫۷۳	۳٫۷۷	۲٫۰۷	۴٫۷۱
Ho	۰٫۸۹	۰٫۸۶	۱٫۰۵	۰٫۸۱	۰٫۷۸	۰٫۸۷	۰٫۹۱	۰٫۵۱	۱٫۳۱	۰٫۸۹	۰٫۵۲	۱٫۰۹
Er	۲٫۲۵	۲٫۱۸	۲٫۵۸	۱٫۹۵	۱٫۸۸	۲٫۱۷	۲٫۲۶	۱٫۴۶	۳٫۲۵	۲٫۲۴	۱٫۴۱	۲٫۵۹
Tm	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳۷	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۲۲	۰٫۴۸	۰٫۳۳	۰٫۲۲	۰٫۳۷
Yb	۱٫۹۸	۱٫۹۲	۲٫۱۶	۱٫۶۳	۱٫۶۴	۱٫۸۹	۱٫۹۳	۱٫۳۷	۲٫۸۸	۲٫۰۲	۱٫۳۲	۲٫۱۸
Lu	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳۳	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۹	۰٫۳۰	۰٫۲۱	۰٫۴۶	۰٫۳۱	۰٫۲۰	۰٫۳۴
Ti/V	۳۷٫۹۳	۳۷٫۲۵	۴۳٫۹۳	۵۵٫۷۶	۵۱٫۲۷	۳۶٫۹۹	۳۲٫۳۹	۱۴٫۶۳	۱۳۳٫۰۵	۲۳٫۰۶	۱۷٫۰۰	۴۲٫۹۰
Zr/Y	۲٫۴۴	۲٫۵۵	۲٫۶۷	۶٫۱۶	۵۱۷	۳٫۹۶	۳٫۴۸	۲٫۸۱	۵٫۰۸	۳٫۳۳	۲٫۴۸	۳٫۶۰
Nb/Y	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۷۱	۰٫۶۲	۰٫۵۱	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۴
Nb/Zr	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴
$(La/Sm)_N$	۰٫۹۵	۰٫۹۲	۰٫۹۶	۲٫۱۴	۲٫۱۳	۱٫۹۰	۲٫۱۸	۱٫۸۰	۱٫۵۴	۱٫۵۴	۱٫۵۴	۱٫۷۷
$(La/Yb)_N$	۱٫۲۹	۱٫۳۱	۱٫۶۴	۶٫۷۵	۵٫۶۷	۳٫۶۰	۴٫۶۹	۲٫۵۷	۲٫۹۱	۲٫۵۶	۱٫۹۲	۳٫۸۳

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]



شکل ۸ الف) گستره ترکیبی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار تغییرات Nb/Y نسبت به Zr/Ti [۲۳]؛ ب) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار تغییرات SiO_2 نسبت به FeOt/MgO [۲۴].

زمین شیمی

داده‌های عناصر اصلی و کمیاب برای ۱۲ نمونه از گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای بررسی شده در آمیزه افیولیتی دومک در جدول ۱ آورده شده است. براساس نمودار تغییرات Nb/Y نسبت به Zr/Ti [۲۳]، اغلب گدازه‌های بالشی و دایک-های ورقه‌ای موجود در آمیزه افیولیتی دومک در گستره بازالت و یک نمونه در گستره آندزیت بازالتی جای دارد (شکل ۸ الف). در نمودار تغییرات SiO_2 نسبت به FeOt/MgO، گدازه های بالشی و دایک‌های صفحه‌ای مورد بررسی روند تولئیتی نشان می‌دهند [۲۴] (شکل ۸ ب).

نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با گوشته اولیه برای عناصر کمیاب و خاکی نادر (شکل ۹) نشانگر غنی‌شدگی گدازه های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) چون Ba, Cs و Pb و تهی‌شدگی ملایم نمونه‌ها در برخی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb و Ti هستند. با اینکه الگوهای غنی‌شدگی LILEها نشانگر اثر ترکیب‌های سیال برآمده از صفحه فرورونده و دخالت آنها در ذوب بخشی گوه گوشته‌ای در بالای این صفحه است [۲۵ - ۲۷]، کاهش Th در اغلب گدازه‌های بالشی و افزایش ملایم آن در دایک‌های ورقه‌ای بررسی شده می‌تواند نشانگر دخالت نکردن و نقش کم اهمیت سیال‌های آزاد شده یا ذوب رسوب-های موجود بر صفحه فرورونده در ایجاد این ماگماها باشد [۲۸]. بررسی الگوی عناصر بهنجار شده نسبت به کندریت نشان می‌دهد که اغلب نمونه‌های مورد بررسی نسبت به بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (E-MORB) و نوع مورب عادی آن (N-MORB) غنی‌شدگی داشته و نزدیکی بیشتری به E-MORB دارند. با این وجود، نمونه‌های مورد بررسی (شکل ۹)، الگوهای تغییرات ناشی از غنی شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) خاکی نادر سبب افزایش نسبت LREE/HREE شده است. این نسبت برای عناصر La و Yb در گدازه‌های بالشی (La/Yb) برابر با 1.29-6.75 و برای دایک‌های ورقه‌ای 1.92-3.83 است. این نسبت‌ها گویای غنی‌شدگی گوشته از LREEها نسبت به HREEهاست [۲۹-۳۱].

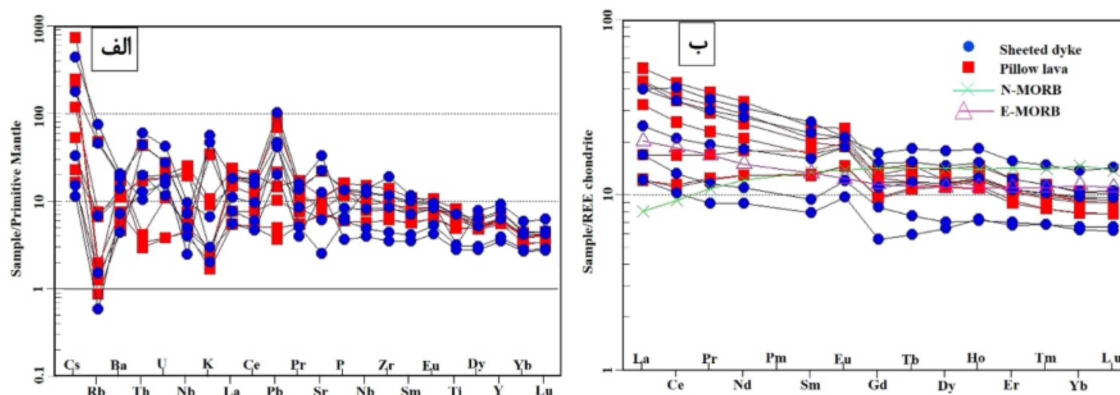
نخستین تمایز نمونه‌های مورد بررسی در منبع گوشته احتمالی را می‌توان در شکل ۱۰ مشاهده نمود. دیده می‌شود که اغلب نمونه‌های مورد بررسی در آمیزه افیولیتی دومک از یک منبع گوشته‌ای تهی شده شکل گرفته‌اند، در حالی که تنها سه نمونه از گدازه‌های بالشی مورد بررسی منبع گوشته‌ای انتقالی تا غنی شده را نشان می‌دهند که با افزایش مقادیر Nb در آنها همخوانی دارد (شکل ۱۰).

سنگ‌زایی

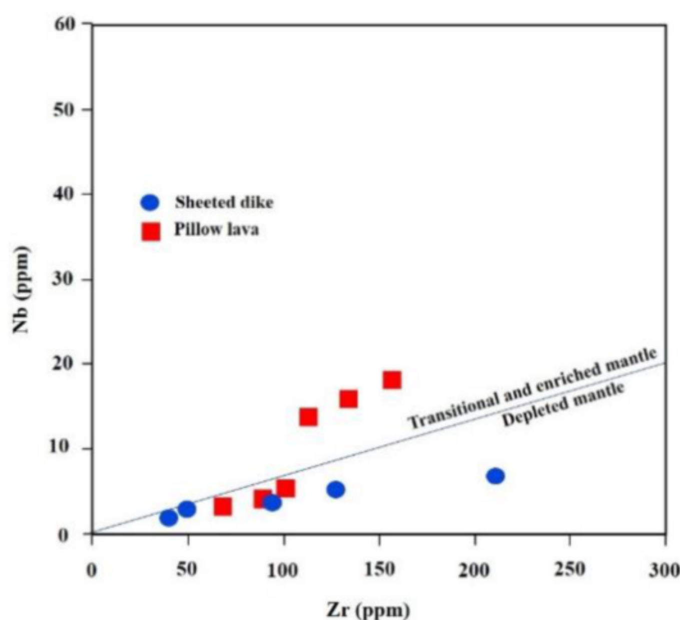
الگوی REEها و نسبت $(La/Sm)_N = 0.92\text{-}2.18$ درگدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای آمیزه افیولیتی دومک شبیه E-MORB است. E-MORB بازتابی از بازالت‌های با ≥ 1.8 (La/Sm) است [۳۲]. همه نمونه‌های گدازه بالشی و اغلب

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

دایک‌های ورقه‌ای ناهنجاری مثبت Eu و Sr را نشان می‌دهند. دو نمونه از دایک‌های ورقه‌ای بررسی شده دارای ناهنجاری منفی Sr هستند. براساس بررسی‌ها، ذوب غیر تعادلی در گوشته منبع بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) ممکن است منجر به غنی‌سازی Eu و Sr در مذاب‌های جدایش یافته شده باشد، زیرا اغلب Eu و Sr نسبت به عناصر Pr، Nd، Sm و Gd تمایل بیشتری به خروج از ماگما دارند [۳۳]. مدل‌های ارائه شده ذوب غیر تعادلی گوشته برای ایجاد ناهنجاری مثبت در دو عنصر Eu و Sr نمی‌توانند ناهنجاری دیده شده برای Ba، Th، U و سایر عناصر سیال متحرک را توضیح دهند. مواد پوسته قاره‌ای بازیافت شده با ناهنجاری‌های مثبت Eu و Sr وقتی تا حدی با مواد گوشته بالایی آمیخته شوند، می‌توانند به بالا رفتن ناهنجاری عناصر نام برده در منبع MORB کمک کنند [۳۴-۳۶]. بنابراین، در ادامه ترکیب نمونه‌های آمیزه دومک در ارتباط با فرآیندهای فرورانش بررسی شده که می‌تواند سهم اجزای پوسته‌ای در گوشته را با فرورانش مواد پوسته قاره‌ای به خوبی توضیح دهد. نتایج تجزیه و تحلیل نسبت‌های عناصر با ظرفیت بالا (عناصر سیال نامتحرک چون Sm, La, Y, Zr, Nb, Yb, Th, V, Ti) و الگوهای عناصر کمیاب نشان می‌دهد که بازالت های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای آمیزه دومک ویژگی‌های مخلوطی از تولئیت‌های نوع MORB و جزایر قوسی را دارد. برخی از نمودارهای رسم شده برای نمونه‌های مورد بررسی گواه این ادعا هستند که در ادامه هر یک توضیح داده می‌شوند.



شکل ۹ نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به الف) گوشته اولیه و ب) کندریت [۳۱].



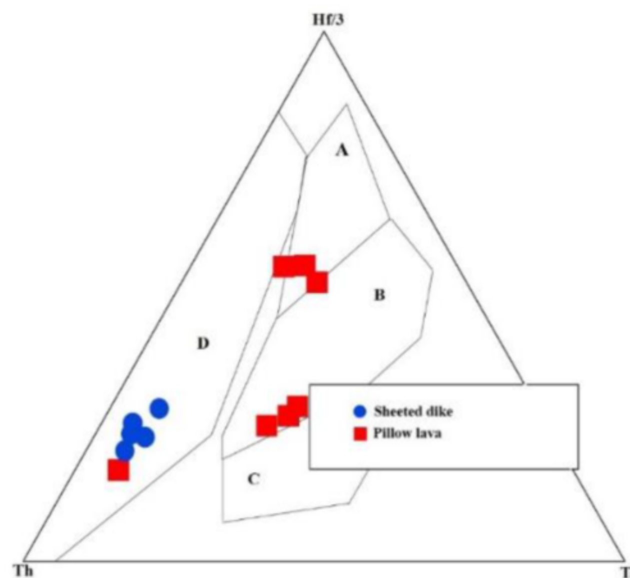
شکل ۱۰ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آمیزه افیولیتی دومک بر نمودار Nb-Zr.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

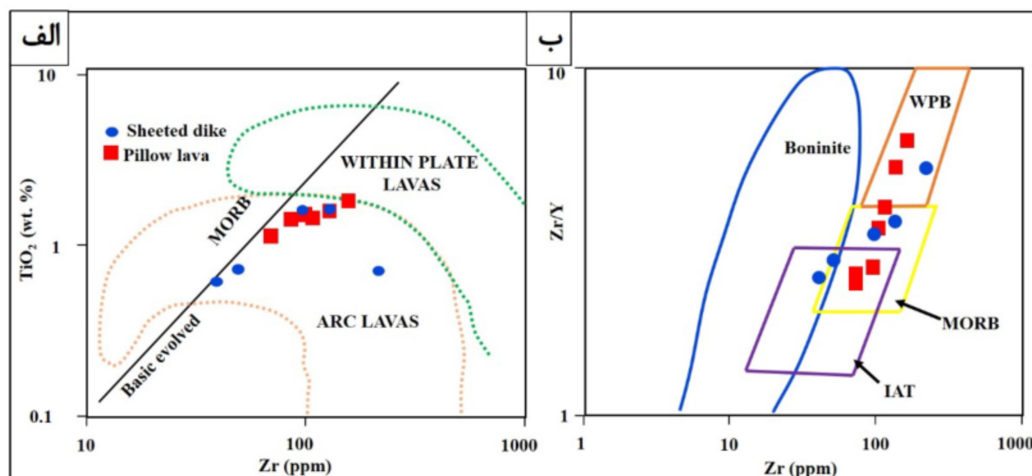
از جایابی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار سه تایی Th-Ta-Hf/3 سه نوع بازالت در آمیزه افیولیتی دومک قابل تشخیص هستند: ۱) بازلت‌های N-MORB، ۲) بازالت‌های E-MORB، ۳) تولئیت‌های جزایر قوسی (IAT).

همه نمونه‌های دایک ورقه‌ای و یک نمونه از گدازه‌های بالشی در گستره تولئیت‌های جزایر قوسی جای دارند (شکل ۱۱). در کل، داده‌های زمین شیمیایی این سنگ‌ها بسیار شبیه به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی تا تولئیت‌های جزایر قوسی است (جدول ۱) که اغلب نمودارهای تفکیک محیط زمین ساختی رسم شده برای نمونه‌های مورد بررسی این گستره ترکیبی را تایید می‌نمایند.

گستره ترکیبی بین MORB و گدازه‌های جزایر قوسی براساس سایر نمودارها چون نمودار TiO2 (wt%) نسبت به Zr (ppm) و نمودار Zr/Y نسبت به Zr (ppm) برای نمونه‌های مورد بررسی نشان داده شده است (شکل ۱۲). این نمودارها ترکیب شیمیایی آمیزه‌ای از MORB و تولئیت‌های جزایر قوسی با گستره‌های تفکیک نشده را نشان می‌دهند.



شکل ۱۱ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آمیزه افیولیتی دومک بر نمودار سه تایی Th-Ta-Hf/3 (A: N-MORB; B: E-MORB; C: تولئیت های قوس جزیره ای و قوس آتشفشانی، D: بازالت های قلیایی، MORB)، [۳۷].

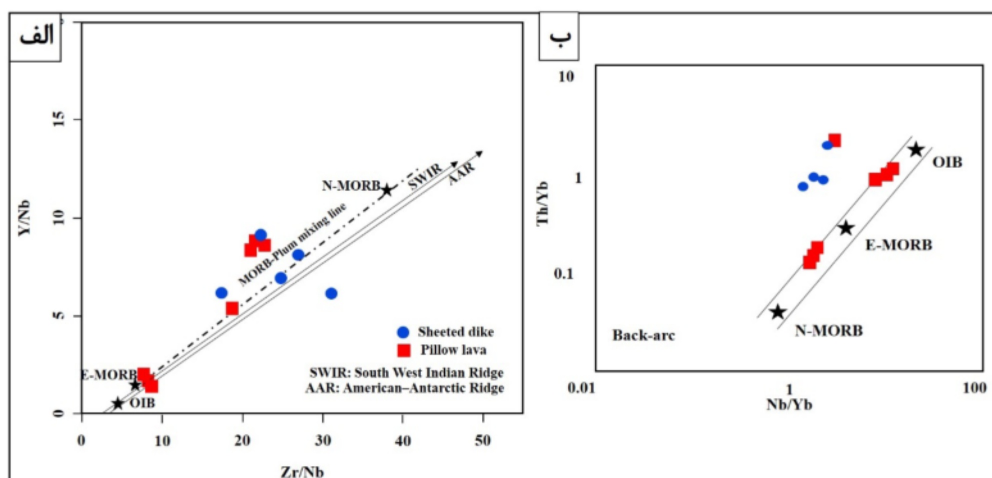


شکل ۱۲ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آمیزه افیولیتی دومک بر الف) نمودار TiO_2 نسبت به Zr [۲۹] و ب) نمودار Zr/Y نسبت به Zr [۳۸، ۳۹].

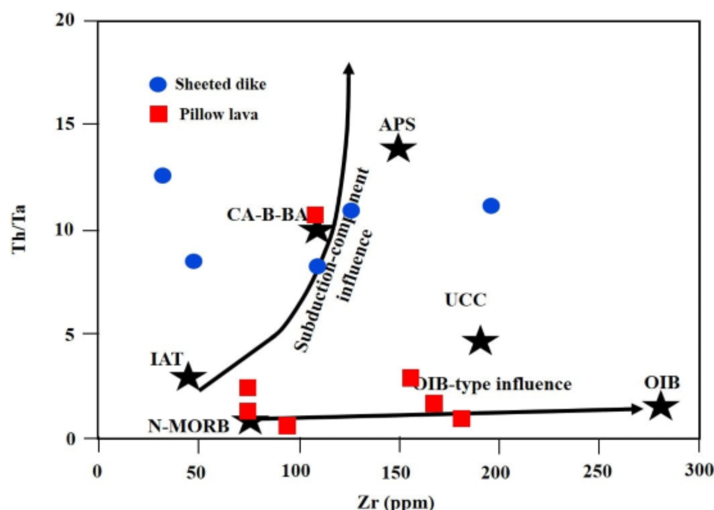
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209] [DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4] [Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]

براساس الگوی REEها و برخی نسبت‌های تعیین شده برای نمونه‌های مورد بررسی (Zr/Nb, La/Sm, La/Yb, Y/Nb, Th/Yb, Nb/Yb)، ویژگی‌های مشترک محیط‌های MORB و بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) کاملا مشهود است (شکل ۱۳ الف). برای نشان دادن شاخص‌های OIB در شکل گیری ماگمای سازنده آمیزه افیولیتی دومک از نمودار Y/Nb نسبت به Zr/Nb استفاده شد (شکل ۱۳). این براساس، نمونه-های مورد بررسی در گستره‌ای از E-MORB به N-MORB و بر خط مشخص کننده ویژگی‌های مشترک دو محیط جزایر قوسی و پشته‌های میان اقیانوسی قرار دارند. برای مقایسه این ویژگی‌ها، خصوصیات داده‌های مربوط به پشته میان اقیانوسی جنوب غربی هند و آمریکا – قطب جنوب نیز در شکل ۱۳ ب مشخص گردیده است.

گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای موجود در آمیزه افیولیتی دومک گستره‌های متغیری از غنی سازی Th را نسبت به Nb نشان می‌دهند که گویای افزوده شدن مقادیر متفاوت از اجزای برآمده از فرورانش است (شکل ۱۳ ب). این نتایج به طور کامل با نسبت Th/Ta و ترکیب Zr پشتیبانی می‌شوند (شکل ۱۴). شکل ۱۴ به طور ویژه نشان می‌دهد که اثر اجزای فرورانش برای دایک‌های ورقه‌ای بسیار بالا و برای اغلب گدازه-های بالشی به نسبت کم تا متوسط است.



شکل ۱۳ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آمیزه افیولیتی دومک بر الف) نمودار Y/Nb نسبت به Zr/Nb و ب) نمودار Nb/Yb نسبت به Th/Yb [۴۰]، (داده‌های E-MORB, N-MORB و OIB برگرفته از مرجع [۳۱]، داده‌های SWIR برگرفته از مرجع [۴۱] و داده‌های AAR برگرفته از مرجع [۴۲]).



شکل ۱۴ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آمیزه افیولیتی دومک بر نمودار Th/Ta نسبت به Zr بهنجار شده نسبت به N-MORB (APS: رسوب‌های رسی میانگین، UCC: پوسته قاره‌ای بالایی و CA-B-BA: میانگین بازالت‌های آهکی قلیایی و اندزیت های بازالتی).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]

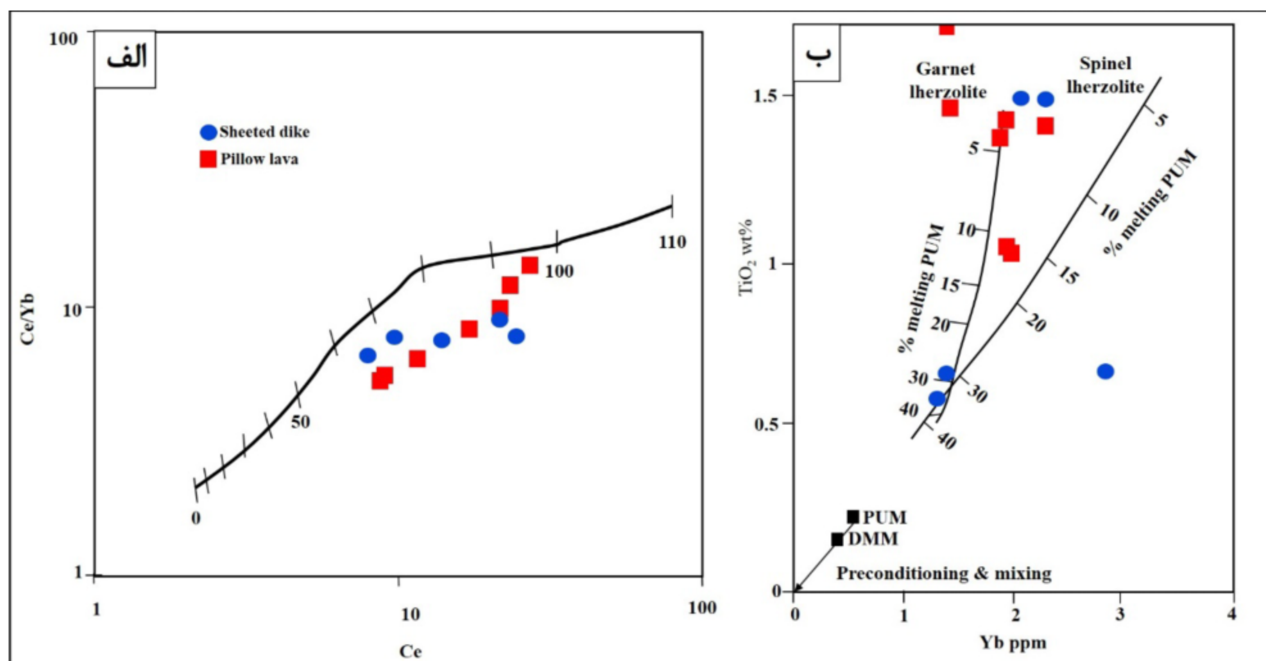
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

بر اساس بررسی‌های انجام شده دو عامل ترکیب منبع و درجه ذوب بخشی آن، تمرکز HFSEها در ماگماها را کنترل می کنند [۴۳]. همچنین برپایه مقادیر دو عنصر Ti و Yb، دو منبع گوشته‌ای با ترکیب لرزولیت اسپینل دار و لرزولیت گارنت دار را به عنوان منابع مهم در فرایند ذوب بخشی گدازه‌های موجود در توالی افیولیتی در نظر گرفته‌اند [۴۴]. بررسی‌ها نشان می‌دهند که عمق تشکیل ماگمای اولیه در گوشته مرز دو گستره اسپینل و گارنت مربوط به رخساره لرزولیت بوده که منطبق بر ذوب خشک در عمق ۷۵ کیلومتری است [۴۵]. براساس نمودار Yb-TiO_2، گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه-ای آمیزه افیولیتی دومک برآمده از ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای با ترکیب لرزولیت گارنت دار هستند (شکل ۱۵). برای تعیین ژرفای محل ذوب سنگ خاستگاه گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای آمیزه افیولیتی دومک از نمودار Ce/Yb نسبت به Ce [۴۶] استفاده شد. بر این اساس، با اینکه نمونه‌ها به طور مشخص بر خط تعیین کننده ژرفا قرار ندارند، اما روند خطی آنها گستره ۶۵ تا ۹۵ کیلومتر را نشان می‌دهد که بر گستره ذوب بخشی لرزولیت گارنت دار منطبق است (شکل ۱۵).

بحث

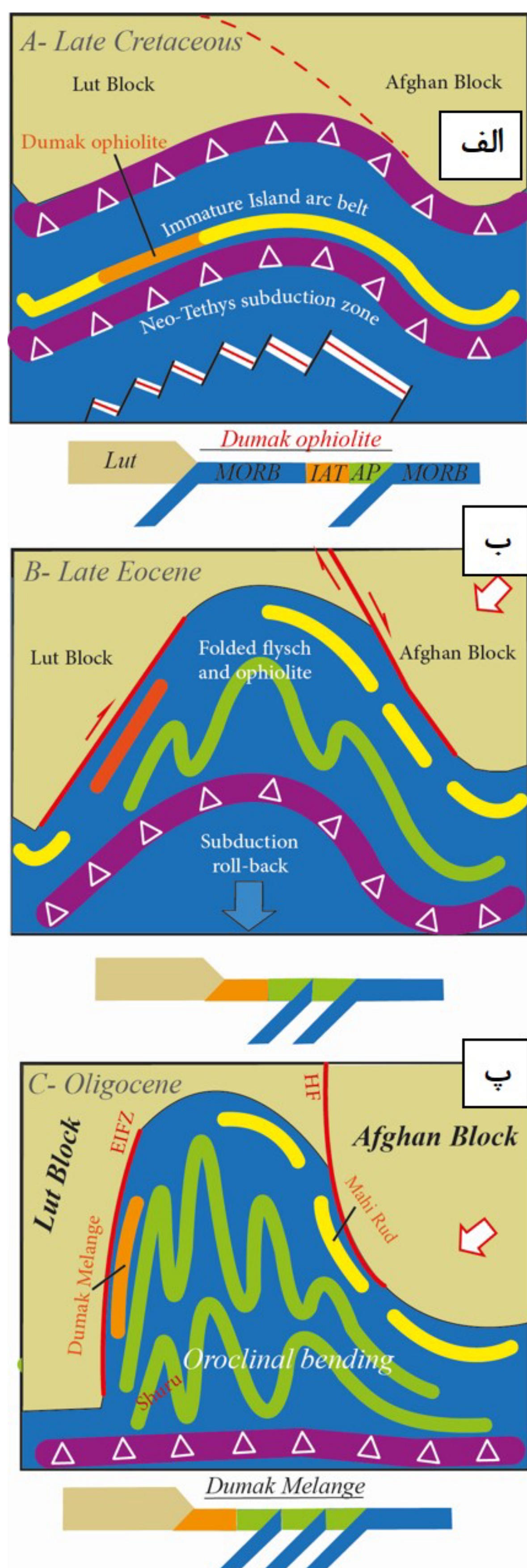
توصیف کلی کوهزاد شرق ایران (پهنه جوش خورده سیستان و قطعه لوت)

کوهزاد شرق ایران بخشی از کوهزایی بزرگ پالئوژن در غرب منطقه برخورد هند و اوراسیا، دربردارنده حجم عظیمی از رسوب‌های فلیش ائوسن چین خورده و برخی بقایای افیولیتی کرتاسه است که در راستای رشته کوه‌های شرق ایران گسترش دارند [۹]. آمیزه افیولیتی دومک از بقایای افیولیتی کرتاسه است که در قوس داخلی بلوچ وابسته به اروکلاین شرق ایران و کرانه شرقی قطعه لوت قرار دارد. قوس داخلی بلوچ بخشی از اروکلاین شرق ایران بوده که در بخش جنوبی کمربند قائن، در محل گسترش پهنه جوش خورده سیستان و واحدهای مربوط به آن گسترش یافته است (شکل ۱۶). بخش شمالی کوهزاد شرق ایران از منشورهای برافزایشی ضخیم شامل مجموعه‌های رتوک و نه تشکیل شده است. حوضه پیش کمان سفیدآبه در بالای آن‌ها قرار دارد. بخش داخلی کوهزاد منطبق با ناحیه جوش خورده سیستان با حضور گسترده سنگ‌های آهکی قلیایی و قلیایی در گستره سنی کرتاسه پسین تا نئوژن مشخص می‌شود [۴۷-۵۰].



شکل ۱۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آمیزه افیولیتی دومک بر الف) نمودار Ce/Yb نسبت به Ce [۴۶] و ب) نمودار TiO_2 نسبت به Yb [۴۴] که نشان دهنده درجه و مسیر ذوب برای گوشته اولیه با دو ترکیب گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]



شکل ۱۶ مراحل شکل گیری آمیزه افیولیتی دومک و اثر فرآیندهای دگرشکلی و رخدادهای اروکلاینی بر اجزای سازنده آن.

واحدهای آتشفشانی آهکی قلیایی کرتاسه پسین - پالئوسن در کرانه شرقی حوضه سفیدآبه رخنمون دارند [۵۱]. همچنین، برخی نفوذی‌های همزمان تا پس از برخورد وجود دارند که پس از مرحله همگرایی کوهزایی در گستره ائوسن پسین - میوسن اولیه شکل گرفته‌اند [۵۰ - ۵۲].

قطعه لوت از اجزای مهم سازنده قطعه بزرگ سیمرین است که با پی سنگ پروتروزوئیک پسین - کامبرین مشخص می‌شود [۵۴،۵۳] و فرآورده کوهزایی کادومین و پوشش رسوبی نوع سکوی پالئوزوئیک - مزوزوئیک پیشین است. شواهد بسیاری نشان می‌دهد که قطعه لوت مجموعه‌ای از رخدادهای ماگمایی و دگرگونی را در طول تاریخ زمین ساختی در خود ثبت کرده است. توالی ضخیم سیلیسی — آواری تریاس - ژوراسیک که در بخش‌های مختلف منشورهای برافزایشی و حوضه جلوی آن رسوب کرده است و باتولیت‌های گرانیتی ژوراسیک میانی - پسین یعنی گرانیت شاه کوه در آنها نفوذ کرده‌اند [۵۵]، براساس روش U-Pb بر دانه‌های زیرکن دارای سن ۱۶۶ تا ۱۶۳ میلیون سال است [۵۶]. سایر نفوذی‌های گرانیتی ژوراسیک در سرخ کوه از بخش شمال غربی لوت گزارش شده-اند [۵۷]. یک رخداد دگرگونی از نوع بوکان با فشار کم و در گستره پهنه های آندالوزیت - سیلیمانیت، به نام مجموعه دگرگونی ده‌سلم، در غرب نهبندان شناسایی شده است [۵۹،۵۸]. بقایای دگرگون شده‌ی یک افیولیت شامل پریدوتیت، گابرو، بازالت و چرت با سن احتمالی تریاس میانی - ژوراسیک در مجموعه دگرگونی ده‌سلم شناخته شده است [۶۰].

مقایسه افیولیت‌های اصلی در پهنه سیستان

افیولیت‌های اصلی در پهنه سیستان از شمال به جنوب شامل افیولیت بیرجند [۶۱،۶۲]، مجموعه افیولیتی نهبندان [۱۲، ۶۳] و افیولیت چهل کوره [۶۴] هستند. ماهیت و جایگیری این افیولیت‌ها نشانگر مصرف بازوی فرعی نئوتتیس در اثر فرورانش به زیر قطعه افغان و برخورد بعدی بین قطعه‌های قاره‌ای لوت و افغان در نظر گرفته شده است [۷]. شیست‌های آبی و اکلوژیت‌های مربوط به فرورانش و افیولیت بیرجند دارای سن پرتوسنجی کرتاسه پیشین تا پسین هستند [۸، ۶۵، ۶۶]. هارزبورگیت‌های پیروکسن‌دار، هارزبورگیت، دونیت و عدسی-های کرومیتی در توالی گوشته افیولیت بیرجند شناسایی شده-اند [۶۲]. همانند افیولیت‌های نهبندان، حجم عظیمی از گدازه-های نوع IAT در بین اجزای افیولیت بیرجند نیز دیده شده است [۱۲]. افزون بر این، تولئیت‌ها، واحدهای اولیوین‌گابرو و گابروهای روشن نیز رایج هستند [۵۳]. مجموعه افیولیتی نهبندان شامل یک توالی گوشته‌ای (هارزبورگیت‌های کلینوپیروکسن‌دار، هارزبورگیت و هارزبورگیت‌های تهی شده) به همراه دو واحد مختلف پوسته‌ای است [۱۲]؛ این واحدها عبارتند از ۱) انباشت سنگ فرامافیک نوع پشته‌های میان اقیانوسی (MOR) (دونیت - ورلیت - تروکتولیت)، گابروهای کومولا، گابرو همراه دایک‌های پلاژیوگرانیتی و بازالت و ۲) انباشت سنگ‌های فرامافیک نوع پهنه‌های ابرفرورانش (SSZ) (وبستریت و پیروکسنیت)، گابرو نوریت و گابرو بدون سنگ‌های آتشفشانی.

براساس بررسی‌های انجام شده بر روی آمیزه افیولیتی دومک، پریدوتیت‌های گوشته شامل هارزبورگیت، دونیت به همراه عدسی‌های کرومیتی و شبیه واحدهای موجود در افیولیت‌های بیرجند و نهبندان هستند. واحدهای انباشتی موجود در آمیزه افیولیتی دومک شامل مجموعه‌ای از دونیت-های فلدسپاردار، تروکتولیت، تروکتولیت‌های کلینوپیروکسن دار، گابرو و آنورتوزیت هستند و تفاوت‌های آشکاری با توالی پوسته‌ای دیده شده در افیولیت نهبندان [۱۲] نشان می‌دهند. البته مقایسه ترکیب زمین شیمیایی واحدهای نام برده در این دو افیولیت گویای آن است که این دو مجموعه از نوع افیولیت-های با مجموع Ti پایین هستند که در یک محیط پشته میان اقیانوسی شکل گرفته‌اند. افزون بر این، ناهنجاری‌های مثبت Eu و همچنین مقایسه روند LREEها و HREEها در انباشت سنگ‌های مافیک و فرامافیک آمیزه افیولیتی دومک نشان دهنده تشکیل ماگمای سازنده آنها طی تبلور جدایشی و از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای است. سنگ‌های انباشتی دومک به احتمال بسیار در یک محیط زمین‌ساختی پشته‌های میان اقیانوسی شکل گرفته‌اند (داده‌های منتشر نشده دومک). این در حالی است که انباشت سنگ‌های موجود در افیولیت نهبندان به دو بخش تقسیم شده‌اند که از دو ماگمای ایجاد شده در محیط‌های مختلف (MOR و SSZ) شکل گرفته‌اند [۱۲].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209] [DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4] [Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]

اغلب سنگ‌های مافیک موجود در افیولیت بیرجند الگوهای عنصر کمیابی شبیه MORB و با $\varepsilon Nd_{(t)}$ بالا (8.4 + - 3.4 +) را نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها با ماگمای برآمده از گوشته منبع MORB همخوانی دارند [۶۲].

بازالت‌های موجود در افیولیت نهبندان از هر دو گروه عادی و غنی شده هستند. بررسی الگوی REEها نشان می‌دهد که بازالت‌های N-MORB از ۵ تا ۲۰ درصد ذوب نسبی منبع گوشته‌ای از نوع MORB تهی‌شده و گروه دیگر یعنی انواع E-MORB از ۵ تا ۱۵ درصد ذوب بخشی از یک منبع گوشته – ای نوع MORB دگرنهاده شکل می‌گیرند [۱۲].

دایک‌ها و گدازه‌های بازالتی موجود در افیولیت چهل کوره دارای ویژگی‌های زمین شیمیایی شبیه تولئیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و حوضه‌های کرانه‌ای هستند. ویژگی‌های زمین-شیمیایی این سنگ‌ها قابل مقایسه با ویژگی‌های N-MORB است [۶۷].

مقایسه بازالت‌های موجود در آمیزه افیولیتی دومک با سایر افیولیت‌های شرق ایران نشان می‌دهد که براساس الگوی عناصر بهنجار شده نسبت به کندریت و سایر ویژگی‌های زمین-شیمیایی، اغلب نمونه‌های مورد بررسی نسبت به E-MORB و N-MORB غنی‌شدگی داشته و نزدیکی زمین شیمیایی بیشتری به E-MORB دارند.

براساس شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی، آمیزه افیولیتی دومک از یک ماگمای تولئیتی N-MORB تا E-MORB تقریباً مانند افیولیت‌های چهل کوره و بیرجند متبلور شده است [۶۲، ۶۷] که به تدریج و طی گسترش پهنه فرورانش درون اقیانوسی به سمت غرب و در گستره اقیانوس سیستان فعالیت ماگمایی جوانتری با ماهیت IAT ظاهر گردیده و سنگ‌های آذرین پیشین را بریده و یا پوشانیده‌اند. این تغییر ماهیت ماگمایی بیانگر رشد جزایر قوسی در کرانه قطعه لوت است که به تدریج و طی فرورانش به زیر قطعه لوت به لبه آن افزوده گردیده‌اند.

برداشت

مهمترین نتایج بررسی واحدهای مافیک موجود در آمیزه افیولیتی دومک به شرح زیر است:

۱. آمیزه افیولیتی دومک یک افیولیت به نسبت کامل در بخش میانی کرانه غربی پهنه جوش خورده سیستان بوده که از یک توالی گوشته‌ای تا اجزای پوسته‌ای به همراه رسوب‌های جوانتر تشکیل شده است. این افیولیت شامل پریدوتیت‌های گوشته، انباشت سنگ‌ها، سنگ‌های گابرویی، پلاژیوگرانیت، دیاباز، دایک‌های ورقه‌ای، گدازه‌های بالشی و پوشش رسوبی از رسوب‌های لجه‌ای و دریایی کم عمق و همچنین قطعه‌های مختلفی از سنگ‌های دگرگونی است.

۲. بررسی نمونه‌های گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای موجود در افیولیت دومک نشان می‌دهد که این واحدها از نظر سنگ شناسی اغلب دارای ترکیب بازالت با ویژگی‌های زمین شیمیایی به نسبت مشابه هستند. تغییرات SiO_2 نسبت به FeOt/MgO در گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای مورد بررسی بیانگر روند تولئیتی برای ماگمای سازنده آنهاست. الگوی REEها و نسبت $(La/Sm)_N$ درگدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای آمیزه افیولیتی دومک شبیه E-MORB است. بررسی دایک‌های ورقه‌ای نشان دهنده غنی شدگی از LILEها چون Ba, Cs و Pb و تهی‌شدگی ملایم نمونه‌ها از برخی HFSEها مانند Nb و Ti است. براساس الگوی عناصر بهنجار شده نسبت به کندریت، اغلب نمونه‌های مورد بررسی نسبت به E-MORB و N-MORB غنی شدگی داشته و نزدیکی بیشتری به E-MORB دارند.

۳. زمین شیمی عناصر اصلی و کمیاب در گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای موجود در آمیزه افیولیتی دومک نشان می-دهد که ماگمای اولیه تولید کننده واحدهای سازنده این افیولیت از نظر ترکیبی شبیه ماگماهای تولئیتی است که در محیط پشته میانی اقیانوسی شکل می‌گیرند. همچنین براساس بررسی‌های انجام شده، گدازه‌های بالشی و دایک‌های ورقه‌ای آمیزه افیولیتی دومک برآمده ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای با ترکیب لرزولیت گارنت دار در عمق ۶۵ تا ۹۵ کیلومتر هستند.

۴. شواهد صحرایی، ساختاری و زمین شیمیایی نشان می‌دهند که آمیزه افیولیتی دومک نخست در جنوب قطعه لوت شکل گرفته و سپس با آمیختگی دوباره با سایر رسوب‌های ائوسن همزمان با تشکیل اروکلاین شرق ایران در موقعیت کنونی و در کرانه غربی پهنه جوش خورده سیستان جایگیر شده است.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209] [DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4] [Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]

قدردانی

این پژوهش به روح پاک استاد گرانقدر جناب آقای دکتر مرتضی شریفی تقدیم می‌گردد. نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان قدردانی می‌نمایند.

مراجع

[1] Coleman R.G., *"Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere"*, Springer, Berlin, (1977) p. 229.

[2] Dilek Y., Furnes H., *"Ophiolites and their origins",* Elements (2014) 10, 93-100.

[3] Bagheri S., Stampfli G.M., *"The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications",* Tectonophysics (2008) 451.

[4] Saccani E., Allahyari K., Beccaluva L., Bianchini G., *"Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and plume-components in the Southern Neo-Tethys Ocean",* Gondwana Res. (2013a) 24, 392–411.

[5] Monsef I., Monsef R., Mata J., Zhang Z., Pirouz M., Rezaeian M., Esmaeili R., Xiao W., *"Evidence for an early MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (south Iran)"*, Gondwana Re- search, (2018) v. 62, p. 287–305.

[6] Shafaii Moghadam H., Corfu F., Chiaradia M., Stern R.J., Ghorbani G., *"Sabzevar Ophiolite, NE Iran: progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data",* Lithos (2014) 210–211: 224–241.

[7] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E., *"The Sistan suture zone of eastern Iran",* Geol. Soc. Am. Bull. (1983) 94, 134.

[8] Fotoohi Rad G.R., Droop G.T.R., Amini S., Moazzen M., *"Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: a comparison of P–T histories from a subduction mélange",* Lithos (2005) 84, 1-24.

[9] Bagheri S., Damani Gol Sh., *"The eastern Iranian orocline",* Earth-Science Reviews. (2020) 210.

[10] Walker R., Jackson J., *"Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran",* Tectonics (2004) 23 (5), TC5010.

[11] Babazadeh S.A., De Wever P., *"Radiolarian Cretaceous age of Soulabest radiolarites in ophiolite suite of eastern Iran",* Bull. Soci. Géol. Fr. (2004) 175 (2), p.121–129.

[12] Saccani E., Delavari M., Beccaluva L., Amini S., *"Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean",* (2010) Lithos.

[13] Ozsvart P., Bahramnejad E., Bagheri S., Sharifi M., *"New Albian (Cretaceous) radiolarian age constraints for the Dumak ophiolitic mélange from the Shuru area, Eastern Iran",* Cretac. Res. (2020) 104, 451.

[14] Saidi A., Farhadian M.B., Hossien Dust J., *"Geological Quadrangle Map of Dumak"*, Tehran, Geological Survey of Iran (scale 1:100,000), (1992).

[15] Walker G. P. L., *"Morphometric study of pillow size spectrum among pillow lavas",* Bull. Volcanol. (1992) 54, 459- 474.

[16] Juteau T., Maury R., *"Geologie de la croute oceanique: Petrologie et dynamique endogene",* Paris, Dunod, (1999) 367 p.

[17] Shelley D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures, and mineral preferredorientations",* London: Chapman & Hall, (1993).

[18] Donaldson C. H., *"An experimental investigation of olivine morphology",* Contrib. Mineral. Petrol. (1976) 57, 187-213.

[19] Schiffman P., Lofgren G. E., *"Dynamic crystallization studies on the Grande Ronde Pillow Basalts",* central Washington. Journal of Geology (1982) 90: 49-78.

[20] Faure F., Schiano P., *"Crystal morphologies in pillow basalts: implications for mid-ocean ridge processes",* Earth and Planetary Science Letters (2004) 220: 331-344.

[21] Lofgren G. E., *"An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization",* American Journal of Science, (1974) 274: 243-273.

[22] Bryan W. B., *"Morphology of quench crystals in submarine basalts",* J. Geophys. Res. (1972) 77, 5812-5819.

[23] Pearce J.A., *"A user's guide to basalt discrimination diagrams",* In: Wyman, D.A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks:

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, (1996) 12, 79–113.

[24] Miyashiro A., *"Volcanic rock series in island arcs and active continental margins",* American Journal of science. (1974) Vol: 274, 321-355.

[25] Arculus R. J., *"Aspects of magma genesis in arcs",* Lithos, (1994) 33, 189–208.

[26] Tian L., Castillo P. R., Hawkins J. W., Hilton D. R., Hanan B. H., Pietruszka A. J., *"Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle",* Journal of Volcanology and Geothermal Research, (2008) 178, 657-670.

[27] Hebert L. B., Asimow P., Antoshechkina P., *"Fluid source-based modeling of melt initiation within the subduction zone mantle wedge: Implications for geochemical trends in arc lavas",* Chemical Geology, (2009) 266, 306–319.

[28] Dilek Y., Furnes H., *"Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems",* Lithos, (2009) 113, 1–20.

[29] Saccani E., Photiades A., *"Mid-ocean ridge and supra- subduction affinities in the Pindos ophiolites (Gخاکی نادرce): implications for magma genesis in a forearc setting",* Lithos, (2004) 73, 229-253.

[30] Paulick H., Bach W., Godard M., De Hoog J. C. M., Suhr G., Harvey J., *"Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): Implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments",* Chemical Geology (2006) 234, 179–210.

[31] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process",* In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.(, Magmatism in the ocean basins, Geological Society of London, Special Publication, (1989) 42, pp. 313–345.

[32] Schilling J.G., Zajac M., Evans R., Johnston T., White W., Devine J.D., Kingsley R., *"Petrologic and geochemical variations along the Mid- Atlantic Ridge from 29°N to 73°N",* American Journal of Science, (1983) 238, 510–586.

[33] Tang M., McDonough W., Ash R., *"Europium and strontium anomalies in the MORB source mantle",* Geochimica et Cosmochimica Acta, (2017) 197, 132–141.

[34] Niu Y., *"Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites",* Journal of Petrology, (1997) 38, 1047–1074.

[35] Niu Y., O'Hara M.J., *"MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crustal growth, crust–mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle",* Lithos, (2009) 112, 1–17.

[36] Tang M., Rudnick R.L., McDonough W.F., Gaschnig R.M., Huang Y., *"Europium anomalies constrain the mass of recycled lower continental crust",* Geology, (2015) 43, 703–706.

[37] Wood D.A., *"The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono- magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province",* Earth and Planetary Science Letters (1980) 50, 11–30.

[38] Pearce J.A., *"Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: Panayiotou, A. (ed.) Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979",* Geological Survey Department, Ministry of Agricultural and Natural Resources, Nicosia, (1980) 261–272.

[39] Furnes H., de Wit M., Staudigel H., Muehlenbachs K., *"A vestige of Earth's oldest ophiolite",* Science, (2007) 315, 1704–1707.

[40] Pearce J.A., *"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with application to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust",* Lithos, (2008) 100, 14–48.

[41] Le Roex A.P., Dick H.J.B., Erlank A.J., Reid A.M., Frey F.A., Hart S.R., *"Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degخاکی نادرs east",* Journal of Petrology (1983) 24, 267–318.

[42] Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M., Frey F.A., Erlank A.J., Hart S.R., *"Petrology and geochemistry of basalts from the American–Antarctic Ridge, Southern Ocean: implication for the westward influence of the Bouvet mantle plume",* Contribution to Mineralogy and Petrology (1985) 90, 367–380.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

[43] Pearce J. A., Stern R. J., *"Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives, Geophysical Monograph",* American Geophysical Union (2006) 166, 63 86.

[44] Gribble R. F., Stern R. J., Newman S., Bloomer S. H., O'Hearn T., *"Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern MarianaTrough: implications for magmagenesis in back-arc basins",* J. Petrol., (1998) 39, 125–154.

[45] Nicolas A., *"Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere, Petrology and structural geology",* Amsterdam, Kluwer Academic Publishers, (1989) 367 p.

[46] Ellam R. M., *"Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry",* Geology (1992) 20, 153-156.

[47] Keshtgar S., Bagheri S., Boomeri M., *"Tectonic history of the MahiRud (Cheshme-Ostad) complex according to new structural data, East of Iran",* Tectonics (2015) 4, 64-75 (in Farsi with an English abstract). Doi:10.22077/JT.2016.797.

[48] Keshtgar S., Bagheri S., Boomeri M., *"Tectonic setting of Mahirud Volcano-plutonic complex: different insight into the geodynamic history of East Iran",* Sci. Q. J. Geosci. (2019) 113, 131–144 (in Farsi with an English abstract).

[49] Karimpour M.H., Shafaroudi A.M., Ghaemi F., *"U-Pb-Th (zircon) geochronology, Sr and Nd isotopic composition and petrogenesis of granitoid pebbles of Qara Gheitan conglomerate, Aghdarband area, northeast Iran",* Petrology (2011a) 70, 95–118 (in Persian).

[50] Pang K.N., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H.Y., Chu C.H., Lee H.Y., Lo C.H., *"Eocene Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications",* Lithos (2013) 180–181, 234–251.

[51] Camp V.E., Griffis R.J., *"Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran",* Lithos (1982) 15, 221–239.

[52] Sadeghian M., Bouchez J.L., Nédélec A., Siqueira R., Valizadeh M.V., *"The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting",* Journal of Asian Earth Sciences (2005) 25, 301–327.

[53] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review",* Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. (1968) 52, 1229–1258.

[54] Stocklin J., *"A brief report on geodynamics in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), Zagros. Hindu-Kush, Himalaya, Geodynamic evolution",* Amer. Geoph. Un. & Geol. Soc. Amer., (1981) pp. 70–74.

[55] Esmaeily D., Nedelec A., Valizadeh M.V., Moore F., Cotton J., *"Petrology of Jorassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization"*, J Asian Earth Sci 25, (2005) 961 - 980.

[56] Mahmoudi SH., Masoudi F., Corfu F., Mehrabi B., *"Magmatic and metamorphic history of th Deh-salm metamorphic Complex, Eastern Lut Block, (Eastern Iran)"*, from U-Pb geochronology. In: Journal Earth Science (Geol Rundsch) V. 99, (2009) 1153 - 1165.

[57] Karimpour M.H., Stern C.R., Farmer L., Saadat S., Malekezadeh A., *"Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block. Eastern Iran",* Geopersia (2011b) 1, 19–36.

[58] Bahramnejad E., Bagheri S., Ahmadi A., Zahedi A., *"Progressive metamorphism in metapelites of the Deh-Salm Metamorphic Complex, east of the Lut Block, according to thermometry of Garnet-Biotite "*, (in Persian). Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, V. 26, NO. 102 (2017).

[59] Bahramnejad E., Bagheri S., Zahedi A., *"Petrology and mineral chemistry in the Calc-silicates of the Deh-salm metamorphic complex, East of Lut block: evidence of progressive metamorphism to the granulite facies",* (in Persian). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 29 (1): 149–164. (2020).

[60] Naseri A., Biabangard H., Bagheri S., *"Petrography and geochemistry of the metabasites and metaperidotites of the Deh-Salm and Galugah metamorphic complexes, East of the Lut Block",* Geosciences (2016) 25, 363–374 (in Farsi with an English abstract).

[61] Ohanian T., *"The Birjand ophiolite an intercontinental transform structure, Eastern Iran, Geodynamic project (geotraverse) in Iran",* Geological Survey of Iran, report no. 51, Tehran, (1983) pp. 239-245.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]

[62] Zarrinkoub M.H., Pang K.N., Chung S.L., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H.Y., Lee H.Y., *“Zircon U/Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran”,* Lithos (2012) 154, 392-405.

[63] Delavari M., Amini S., Saccani E., Beccaluva L., *“Geochemistry and Petrogenesis of Mantle Peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex, Eastern Iran”,* Journal of Applied Science. (2009) 9, 2671-2687.

[64] Delaloye M., Desmons J., *“Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications”,* Tectonophysics (1980) 68, 83-111.

[65] Brocker M., Fotoohi Rad G.R., Theunissen S., *“New time constraints for HP metamorphism and exhumation of mélange rocks from the Sistan suture zone, Eastern Iran. Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia”,* Session No. 13. Ophiolites, blueschists, and suture zones. (2010).

[66] Brocker M., Fotoohi Rad G., Burgess R., Theunissen S., Paderin I., Rodionov N., Salimi Z., *“New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran”,* (2013) Lithos.

[67] Desmons J., Beccaluva L., *“Mid ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications”,* Chemical Geology (1983) 39, 39 63.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-02-25]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.1.4]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.209]